



UNIVERSIDAD ANDRÉS BELLO

Facultad de Ingeniería

Escuela de Ciencias de la Tierra

**PETROGÉNESIS DE LOS GNEISSES DE QUINTAY, REGIÓN DE
VALPARAÍSO, CHILE**

Memoria de pregrado para optar al título de Geólogo

Autor: Francisca Pilar Celis Arroyo

Miembros de la comisión

Profesor tutor: Dr. Mauricio Calderón Nettle

Profesor co-tutor: Sergio Calderón Díaz

Profesor invitado: Francisco Hervé Allamand

Viña del Mar, 2018

Resumen

En el sector costero de la localidad de Quintay, en una pequeña península ubicada entre playa Grande y Caleta Quintay, aflora un mega-enclave del basamento metamórfico Paleozoico, alojado en un cuerpo mayor de tonalita de anfíbola y biotita con inclusiones máficas dioríticas con orientación preferencial NW-SE. El mega-enclave está compuesto por una serie de cuerpos sub-tabulares de fábrica gnéissica, en los que se reconocen gneisses, brechas metamórficas y milonitas. En este trabajo se estudiaron las relaciones de contacto entre los componentes del mega-enclave, la anatomía, petrografía y geoquímica de éstos, y se determinó un rango de presión y temperatura para la formación de las brechas miloníticas. La foliación principal de gneisses en el mega-enclave es NW-SE, subparalela a la orientación preferencial de enclaves dioríticos en la tonalita. Debido al aspecto fragmental de brechas metamórficas se sugiere que estas rocas se formaron durante un proceso de deformación predominantemente frágil, a baja temperatura, en una zona de falla extensional que generó el espacio para la depositación de sucesiones sedimentarias en la zona de antearco en un sistema de subducción activo en el margen occidental de Gondwana (pre-Carbonífero Superior). Dichas rocas fueron afectadas por un proceso de metamorfismo dinámico-termal de alta temperatura asociado a la intrusión de cuerpos tonalíticos calcoalcalinos (Unidad Cochoa) del Carbonífero Superior (Pensilvaniano). Mediante el cálculo de diagramas de estabilidad de fases minerales para la matriz metamórfica de brechas metamórficas se determinó que éstas fueron formadas a profundidades mayores a los 15 km, en un rango de presión de ca. $5,5 \pm 1$ kbar y temperaturas variables entre 660 - 800 °C. Lo anterior es consistente con las asociaciones minerales observadas (sillimanita, granate, cordierita y feldespato potásico) y la presencia de migmatitas, que son características de la facies de metamorfismo anfibolita y granulita. Dichas rocas permanecieron en niveles corticales superiores hasta la intrusión de complejos plutónicos del Mesozoico.

Abstract

Near the town of Quintay, on a small peninsula located between Playa Grande and Caleta Quintay, a mega-enclave of the Paleozoic metamorphic basement, hosted in a larger body of amphibole-biotite tonalite with preferentially oriented NW-SE-trending dioritic mafic inclusions, crops out. The mega-enclave is composed of a series of sub-tabular bodies of gneissic fabric, in which gneisses, metamorphic breccias and mylonites are recognized. In this work, the contact relations between the components of the mega-enclave, their anatomy, petrography and geochemistry were studied, and a range of pressure and temperature conditions for the formation of the metamorphic breccias was determined. The NW-SE-trending foliation in gneisses from the mega-enclave is subparallel to that measured for dioritic enclaves in the tonalite. Due to the fragmental aspect of mylonitic breccias, it is suggested that these rocks were early formed during a dominantly fragile deformation process, at low temperature, in an extensional fault zone that generated the space for the deposition of sedimentary sequences in the forearc zone of an active subduction system in the western margin of Gondwana (pre-Upper Carboniferous). These rocks were affected by a high-temperature dynamic-thermal process associated with the intrusion of Upper Carboniferous (Pennsylvanian) calc-alkaline tonalitic bodies (Cochoa Unit). By calculating the mineral stability diagrams for the metamorphic matrix of the metamorphic breccia, it was determined that these rocks were formed at depths greater than 15 km, in a pressure range of ca. 5.5 ± 1 kbar at variable temperatures between 660 - 800 ° C. This is consistent with the observed mineral assemblages (sillimanite, garnet, cordierite, potassium feldspar) and the presence of migmatites, which are characteristic of the amphibolite and granulite facies of metamorphism. These rocks remained at higher crustal levels until the intrusion of Mesozoic plutonic complexes.

A mi madre... Susy.

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi familia por apoyarme en cada paso que he dado y en cada decisión que he tomado, por creer siempre en mí, en especial a mis padres Susana y Francisco, por su esfuerzo y por los valores inculcados, no sería lo mismo sin ellos, soy lo que soy gracias a ellos. A mis hermanos por todo su cariño y ánimo, en especial a Sindell por su apoyo incondicional, por acompañarme y aconsejarme en todo momento.

Quiero agradecer también a las personas que conocí en la Universidad, por acogerme cuando llegué, por hacerme parte desde el primer día, en especial a mis profesores por hacerme sentir como en casa, profesor Sergio Calderón por acompañarme en todo este proceso, en tener siempre la disponibilidad y las ganas de ayudar, sin interés alguno, a mi profesor guía Mauricio Calderón por confiar en mí en este proyecto. A mi jefa de carrera, profesora Ximena Contardo por la entrega y el apoyo, por solucionar los problemas a tiempo y ayudarme cada vez que lo necesite y así a cada uno que entrego su tiempo para aclarar dudas y enseñarme.

A mis compañeros tanto los de Viña como los de Concepción por hacerme más ameno el camino, conocí a personas maravillosas como a Consuelo Antezana que en ella encontré una gran amiga, sin duda sin su amistad no hubiera sido lo mismo, a Javier que me ha acompañado desde el comienzo un gran compañero y amigo, y así muchos más que siempre han estado presente.

Por ultimo quiero agradecer a mis amigos de la vida, que son la familia que escogí, aunque la vida nos separó en distancia, siempre se las arreglaron para estar presente en todo este proceso, en especial a mis *amiguís* Kathy M., Dani, Fani, Kathy R., Japcia, y Kathy L., son las mejores.

Esta memoria fue financiada por el proyecto fondecyt N°1130227 y N°1161818.

¡Gracias a todos!

Tabla de contenido

Capítulo 1: Introducción General	9
1.1 Presentación General de la Memoria	9
1.2 Hipótesis de Trabajo.....	10
1.3 Objetivos.....	10
1.3.1 Objetivo general	10
1.3.2 Objetivos específicos.....	10
1.4 Metodología.....	11
1.4.1 Trabajo de gabinete pre-terreno.....	11
1.4.2 Trabajo de terreno.....	11
1.4.3 Trabajo de gabinete post-terreno y laboratorio.....	12
1.5 Ubicación y Vías de acceso.....	13
Capítulo 2: Marco Teórico.....	14
2.1 Marco geotectónico	14
2.2 Marco geológico	17
2.2.1 Paleozoico.....	18
2.2.2 Jurásico	20
2.2.3 Terciario	21
2.2.4 Cuaternario.....	22
Capítulo 3: Resultados.....	23
3.1 Distribución y relación de contacto entre las litologías	23
3.2 Petrografía.....	29
3.2.1 Tonalita de anfíbola y biotita.....	29
3.2.2 Granito de biotita	30
3.2.3 Gneiss de biotita y granate.....	31
3.2.4 Paragneiss de sillimanita y biotita	31
3.2.6 Brecha metamórfica	32
3.2.3 Estructuras	33
3.3 Geoquímica	33
3.3.1 Elementos mayores.....	34

3.3.2 Elementos trazas.....	39
3.3.3 Discriminador de ambiente tectónico mediante elementos mayores y traza.	41
Capítulo 4: Discusión	45
4.1 Consideraciones acerca del protolito.....	45
4.2 Condiciones de presión y temperatura de metamorfismo.....	46
4.3 Emplazamiento y procesos magmáticos.	48
4.2.1 Origen de los enclaves dioríticos en la tonalita	48
4.2.2 Ascenso del magma de la Unidad Cochoa.....	49
4.4 Contextualización e implicancias geodinámicas.....	50
Capítulo 5: Conclusión.....	52
Referencias.....	53
Anexos.....	57

Tabla de Figuras e Ilustraciones

Figura 1: Ubicación del área de estudio.....	14
Figura 2: Mapa geológico de la zona de Quintay.....	17
Figura 3: Mapa litológico de la zona de Quintay	23
Figura 4: Tabla que explica la ubicación y nombre de cada muestra.	25
Figura 5: Fotografía de tonalita con inclusiones dioríticas.	26
Figura 6: Fotografía donde se muestra el enclave gnéissico	27
Figura 7: Fotografía que muestra el contacto entre la tonalita y el mega-enclave	27
Figura 8: Perfil esquematizado A - A'	28
Figura 9: Roseta que muestra la dirección preferencial de la foliación de las rocas en el área de estudio.	33
Figura 10: Clasificación de rocas intrusivas según el diagrama.....	36
Figura 11: Subdivisión de rocas calco-alcalinas en el diagrama de K_2O versus SiO_2	37
Figura 12: Diagrama $A/CNK - A/NK: Al_2O_3/(CaO+Na_2O+ K_2O)$ [Molar] Versus $Al_2O_3/(Na_2O+ K_2O)$ [Molar]	38
Figura 13: Diagrama Normativo De Ab-An-Or Según.	39
Figura 14: Patrón de Tierras raras (REE) en las muestras normalizadas a Condrito	41
Figura 15: Diagrama de discriminación para granitos.....	42
Figura 16: Diagrama de discriminación para granitos	43
Figura 17: Diagrama de discriminación para granitos	44
Figura 18: Diagrama de multielementos	46
Figura 19: Esquema ilustrativo de algunos mecanismos de emplazamiento...	50
Figura 20: Grafico que representa los campos de presión y temperatura de metamorfismo de la matriz.....	47
Figura 21: Modelo paleográfico.....	51
Figura 22: Microfotografías de la muestra FCQ01.	58
Figura 23: Microfotografías de la muestra FCQ02	59

Figura 24: Microfotografías de la muestra FCQ03.	60
Figura 25: Microfotografías de la muestra FCQ04	61
Figura 26: Microfotografías de la muestra FCQ05	62
Figura 27: Microfotografías de la muestra FCQ06.	63
Figura 28: Microfotografías de la muestra FCQ07	64
Figura 29: Microfotografías de la muestra FCQ08	66
Figura 30: Microfotografías de la muestra FCQ09.	66
Figura 31: Microfotografías de la muestra FCQ10.	67
Figura 32: Microfotografías de la muestra FCQ11.	69
Figura 33: Microfotografías de la muestra FCQ12	70
Figura 34: Microfotografías de la muestra FCQ13	71
Figura 35: Microfotografías de la muestra FCQ14.	72
Figura 36: Microfotografías de la muestra FCQ15	73
Figura 37: Microfotografías de la muestra FCQ16	74
Figura 38: Microfotografías de la muestra FCQ17	75

Capítulo 1: Introducción General

1.1 Presentación General de la Memoria

El basamento de rocas paleozoicas en Chile Central está constituido por complejos metamórficos pareados y batolitos, que se encuentran a lo largo de la Cordillera de la Costa entre 34°- 38°S (Aguirre *et al.* 1977). En la localidad y alrededores de Quintay (33°27'S), afloran rocas paleozoicas que están intruidas por complejos plutónicos del Carbonífero y del Mesozoico (Gana *et al.*, 1996, Deckart *et al.*, 2014, Hervé, 1976). Entre playa grande y caleta de Quintay, afloran gneisses de alto grado metamórfico que muestran una compleja relación de contacto con granitoides con abundantes enclaves máficos y migmatitas. En esta asociación de litologías ocurren cuerpos sub-tabulares compuestos por fragmentos sub-redondeados de leucogranitos, de diferentes tamaños, que se disponen en una matriz gnéissica de biotita, cordierita y granate. Por su apariencia estas se han descrito como “metaconglomerados” (cf. Hervé, 1976) y representan el objeto principal de estudio de este trabajo. En el sector de estudio también se encuentran cuerpos sub-tabulares de milonitas y paragneisses que sugieren un origen distinto al de una secuencia de conglomerados metamorizados. Es por esto que el presente trabajo se centra en establecer el origen de estos cuerpos sub-tabulares descritos como brechas metamórficas de posible edad Carbonífera (Hervé, 1976; Deckart *et al.* 2014). Para ello se realiza un estudio de las relaciones de contacto de las diferentes rocas en terreno, un estudio petrográfico, mineralógico y textural, de los principales componentes. Esta información es complementada con análisis geoquímicos que a su vez se contrastan con datos composicionales publicados anteriormente. También se establece un rango de presión (P) y temperatura (T) en el que estas rocas fueron sometidas con el fin de aportar nuevos datos e información acerca del contexto geodinámico del margen occidental de Gondwana en el Carbonífero.

La presente memoria se organiza en 5 capítulos. En el primer capítulo, se presenta la hipótesis, los objetivos y la metodología del trabajo. En el segundo capítulo se expone el marco teórico, donde se mencionan los resultados de trabajos previos, incluyendo el marco geológico y geotectónico. En el capítulo 3, se exponen los resultados petrográficos, geoquímicos y geotermobarométricos, que luego se discuten en el capítulo 4. La síntesis de lo anterior y las conclusiones, se exponen en el capítulo 5 de conclusiones y recomendaciones.

1.2 Hipótesis de Trabajo

Los cuerpos sub-tabulares de rocas fragmentales, compuestos por clastos de granito y gneisses de biotita, denominados en este trabajo como brechas metamórficas, se formaron durante un evento de metamorfismo dinámico de alto grado (baja P/T) en las raíces del arco magmático Pensilvaniano.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Definir los parámetros que condicionan la génesis de las rocas de fábrica genésica y brechas metamórficas que afloran en la costa de la localidad Quintay: establecer protolito y condiciones de P y T bajo las cuales se formaron.

1.3.2 Objetivos específicos

- Establecer asociaciones de minerales y texturas de diferentes litologías presentes en el afloramiento de interés.

- Determinar la composición química de fragmentos graníticos y matriz gnéissica.
- Determinar la facies de metamorfismo.
- Constreñir condiciones de presión y temperatura de metamorfismo mediante datos mineralógicos y construcción de diagrama de fases de una de las muestras de la brecha metamórfica.

1.4 Metodología

1.4.1 Trabajo de gabinete pre-terreno

Antes de la campaña de terreno, se recolectó material bibliográfico tanto de la zona de estudio como de sectores aledaños que compartían características similares. Los principales trabajos realizados en la zona que se investiga fueron los de Hervé (1976), Godoy y Loske (1988) y parte del trabajo de Gana *et al.* (1996) y Gana y Tosdal (1996). Con esta información se procedió a realizar una revisión de la información de terreno, petrográfica, geoquímica y geocronológica, donde se estudiaron los posibles modelos que expliquen el origen de la actual asociación de rocas metamórficas, fabrica y relaciones de contacto.

1.4.2 Trabajo de terreno

Se realizó en julio del 2017 y consistió en un reconocimiento de litologías y estructuras que afloran en el área de estudio, junto con la recolección de muestras de gneisses, de diques graníticos y de los fragmentos graníticos. Adicionalmente, se observaron e identificaron las estructuras (foliación y fallas) y relaciones de contacto entre las diferentes litologías, con énfasis en las dimensiones, morfologías, granulometría y contactos.

Se extrajeron 17 muestras representativas para confeccionar cortes transparentes y se utilizaron 4 para determinar la composición química de roca total.

1.4.3 Trabajo de gabinete post-terreno y laboratorio

1.4.3.1 Petrografía de luz transmitida

Los cortes transparentes de las 17 muestras, fueron preparados en el taller de cortes de la Universidad Andrés Bello, sede Santiago. Para el estudio petrográfico se emplearon los microscopios ópticos de la misma Universidad, de la sede de Viña del Mar. El estudio abarca el reconocimiento del tipo de roca, la clasificación petrográfica de las muestras, las asociaciones minerales, las diferentes relaciones texturales presentes, el tipo de alteración que afecta a cada muestra y medición de microestructuras, además de la toma de fotomicrografías de cada una de ellas.

Una vez descrito cada corte transparente se seleccionaron 4 muestra representativas de cada litología y con poca alteración, estas fueron analizadas mineralógicamente y geoquímicamente, para determinar su composición y origen.

1.4.3.2 Geoquímica de roca total

Los análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y trazas se realizaron en Canadá por el laboratorio Actlabs.

La preparación de estas muestras se realizó en el laboratorio de preparación de muestras por Daniela Pla en la Universidad Andrés Bello, sede Santiago y consistió en triturar la muestra en fragmentos de hasta 1,7 mm para

luego separarlas mecánicamente obteniendo así una muestra representativa, esta fracción es pulverizada a 106 μm . Posteriormente todo este material se fundió a 1050°C junto con la mezcla de metaborato y tetraborato de litio. Finalmente fueron analizadas en un espectrómetro de masa con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).

1.4.3.3 Geotermobarometria

Con los resultados geoquímicos de roca total y a través del software Perple_X, se obtiene una pseudosección, donde se interpreta el campo de presión y temperatura de metamorfismo, a partir de las fases minerales presentes en la matriz de la roca con aspecto fragmental y fabrica gnéissica (“metaconglomerado”).

1.5 Ubicación y Vías de acceso

El área de estudio se encuentra en la costa de la V Región de Valparaíso, en los 33°27' latitud Sur, específicamente en la localidad de Quintay, corresponde a una pequeña península ubicada entre Playa Grande (por el norte) y Caleta Quintay (por el sur) en las coordenadas UTM 18 H 248555m E y 6324624m S, Datum WGS 84 (Figura 1). Se accede desde Santiago por la ruta 68, para luego tomar el desvío F-800 hacia Quintay.



Figura 1: Ubicación del área de estudio, figura de la izquierda muestra la Región de Valparaíso, donde se enmarca la localidad de Quintay y la figura de la derecha muestra la geología de la localidad de Quintay (Modificado de Ramírez, 2010).

Capítulo 2: Marco Teórico

2.1 Marco geotectónico

Chile se ubica en el borde suroeste de Sudamérica, en un ambiente convergente, donde la placa oceánica de Nazca es subductada bajo la placa continental Sudamericana con una velocidad de convergencia de 6 a 7 cm/año (Forsyth y Uyeda, 1975). En la zona central de Chile se reconocen tres unidades morfoestructurales principales, que son de oeste a este, Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal.

El basamento metamórfico está expuesto de manera continua al sur de los 34°S, limitado al este por el Batolito Costero de edad Pensilvaniano (Carbonífero tardío) (Deckart *et al.*, 2014). La evolución geodinámica de este basamento se encuentra ligada a la subducción de la placa paleo-Pacífica bajo el margen

occidental de Gondwana, que dio lugar a un complejo acrecionario que se desarrolló entre el Carbonífero y el Pérmico (Hervé, 1988). En este se distinguen dos franjas N-S que difieren en gradiente metamórfico y protolito. Se han denominado Serie Oriental (alta temperatura y baja presión) y Serie Occidental (baja temperatura y alta presión) (Godoy, 1970; Aguirre *et al.*, 1972), presentando características de un cinturón metamórfico pareado (Miyashiro, 1961)

El Batolito Costero de Chile Central (Parada *et al.*, 1999), está formado por cuatro complejos plutónicos que se presentan como franjas discontinuas de tendencia NS y de edad decreciente hacia el oriente. Cada uno de éstos representa episodios magmáticos que ocurrieron en el Carbonífero Superior, Triásico Superior-Jurásico Inferior, Jurásico Medio y Cretácico Inferior (Parada *et al.*, 1999). El magmatismo Carbonífero involucra componentes corticales y fuentes mantélicas predominan en el Mesozoico, reflejando un empobrecimiento progresivo en la composición isotópica de la fuente mantélicas con el tiempo (Deckart *et al.*, 2014).

La evolución geodinámica del margen del Gondwana en Chile central se caracteriza básicamente por tres eventos mayores: acreción, extensión y subducción.

Durante el evento acrecional, sucesivos terrenos alóctonos colisionaron con el margen y construyeron el borde occidental de Gondwana hasta el Carbonífero Inferior (Ramos, 1988).

Desde el Carbonífero Superior al Pérmico Inferior, altas tasas de deriva continental indican que ocurrió una rápida convergencia (y probablemente subducción) en el margen occidental de Gondwana con el consecuente desarrollo de un arco magmático activo asociado (Charrier *et al.*, 2007). Los afloramientos de rocas intrusivas de este periodo se pueden encontrar en el flanco occidental de Los Andes al norte de los 33°S. Al sur de los 33°S rocas intrusivas del Paleozoico Superior conforman el Batolito Costero y afloran de forma continua en la Cordillera de la Costa, intruyendo a la Serie Oriental del basamento metamórfico. A los 38°S, el Batolito Costero se dobla al SE y pasa a

ser parte de la Cordillera Principal (Charrier *et al.*, 2007). Rocas intrusivas del Paleozoico afloran de forma continua hasta Nahuelbuta. La ubicación occidental del Batolito Costero en la zona central (33°S) fue probablemente causada por efectos tectónicos durante el Paleozoico Superior y/o en etapas posteriores (Charrier *et al.*, 2007).

Los complejos plutónicos del cordón costero entre los 33° y 38°S representan los reservorios de un arco magmático emplazado a mayor profundidad que los otros complejos plutónicos del Batolito Costero (Parada *et al.*, 1999). Resultados de geobarometría en hornblenda de Creixell *et al.* (2007), evidenciaron condiciones de cristalización para rocas del Paleozoico Superior entre 4,5 y 4,9 kbar y temperaturas entre 668-720 °C. Para rocas del Jurásico Medio de Laguna Verde las presiones de cristalización oscilan entre los 4,3 y 4,4 kbar. Esto muestra que la profundidad de emplazamiento de plutones jurásicos no fue tan diferente de la de los intrusivos paleozoicos (13-15 km). Gneisses graníticos paleozoicos evidencian profundidades de cristalización mayores (Creixell *et al.*, 2007).

Desde el Pérmico Superior al Jurásico Inferior, la subducción se vio interrumpida (o muy disminuida), este periodo estacionario se atribuye a la consolidación final del megacontinente Gondwana, que produjo nuevas condiciones tectónicas que favorecieron la acumulación de calor en el manto superior, fusión de la corteza inferior y producción de enormes volúmenes de magma (Berg y Breitzkreuz, 1983; Charrier *et al.*, 2007). En el Pérmico, este magmatismo fue predominantemente silícico mientras que en el Triásico-Jurásico Inferior tuvo lugar un magmatismo bimodal, integrado por leucogranitos, gabros y enjambres de diques máficos y félsicos (Parada, 1990; Gana, 1991; Parada *et al.*, 1991). Esto habría resultado de la fusión de una fuente cortical y de otra mantélica, favorecidas por un régimen tectónico extensional (Parada, 1992) que formó varias cuencas extensionales de orientación NNW-SSE (Charrier *et al.*, 1979; Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Kay, 1990; Creixell, 2007). En particular, enjambres de diques en Concón y Cartagena se emplazaron a través de fracturas de cizalle con orientación NW-SE a E-W en niveles corticales

intermedios (12-15 km), en las primeras etapas de la formación del batolito Jurásico y sucesivas etapas de deformación transtensiva y transpresiva. Diques en el sector del Tabo ocurrieron a través de fracturas extensionales a niveles corticales someros (Creixell, 2007). La subducción que dio inicio a la orogénesis andina que habría comenzado en el Jurásico Superior.

2.2 Marco geológico

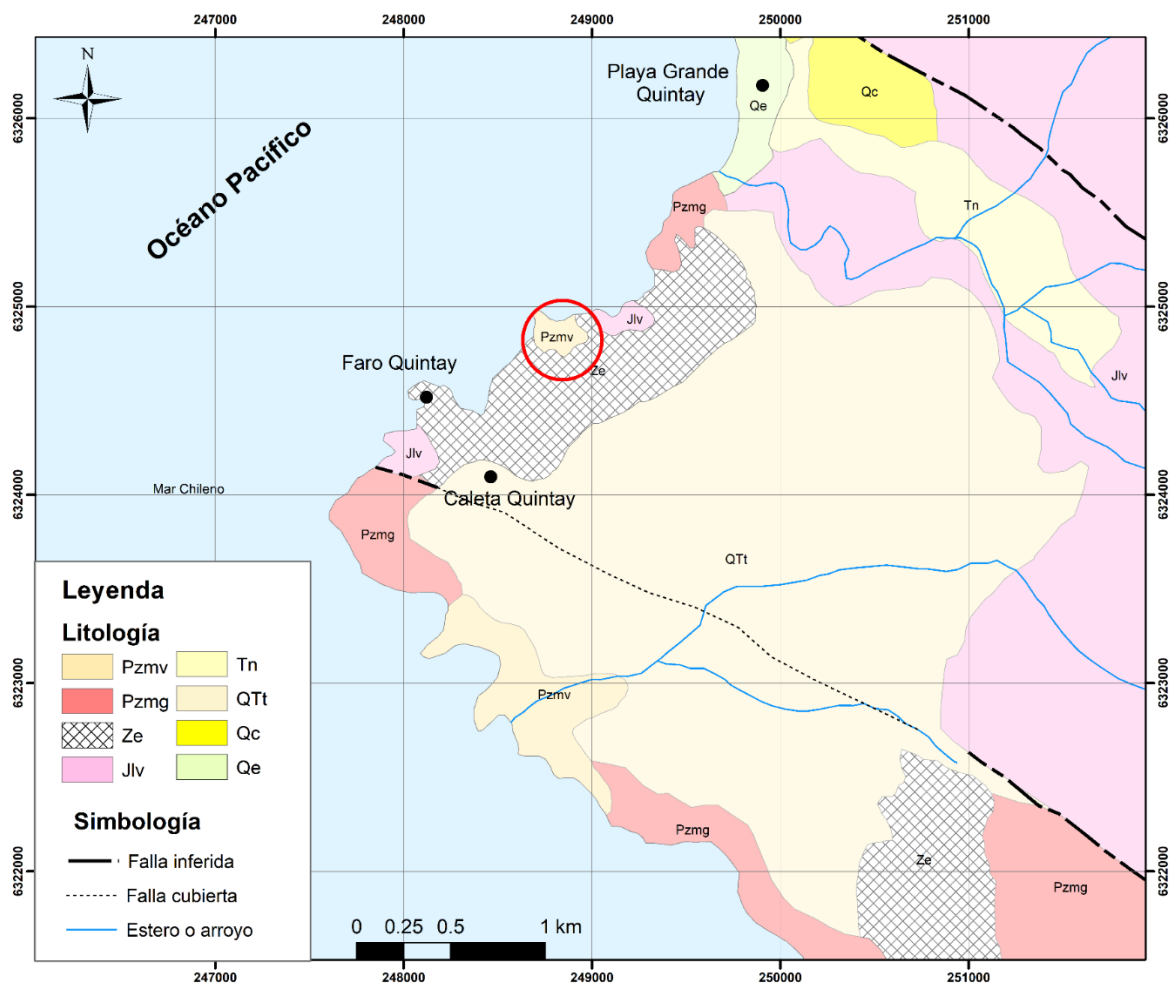


Figura 2: Mapa geológico de la zona de Quintay. Unidad Cochoa (Pzmg); Complejo metamórfico Valparaíso (Pzmv); Zona de enclaves (Ze); Formación Laguna Verde (Jlv); Formación Navidad (Tn); Terrazas de abrasión marina (QTt); Depósitos coluviales (Qc); Depósitos litorales, en círculo rojo se enmarca el área de estudio. Modificado de la carta geológica Valparaíso-Curacaví (Gana *et al.*, 1996).

2.2.1 Paleozoico

Rocas intrusivas

Unidad Cochoa (Pzgm): Carbonífero Superior (Rivano *et al.*, 1993)

Esta unidad se corresponde con la unidad Mirasol definida por Gana y Tosdal (1996) y descrita por Gana *et al.* (1996). Son tonalitas, granodioritas, monzogranitos y granitos de anfíbol y biotita, granitos, sienogranitos de microclina rosada y pegmatitas de microclina-cuarzo-epidota-biotita, subordinadas, contienen inclusiones dioríticas a diorita-cuarcíferas, dispuestas paralelamente a la foliación magmática de la roca albergante y que pueden constituir hasta el 50% de ésta (Isla Negra) (Gana *et al.*, 1996). El cuerpo de granito de microclina es paralelo a la foliación y al bandeamiento de las anfibolitas que lo rodean en la península Curaumilla (Hervé, 1976).

Estas rocas poseen foliación magmática afectada por foliación tectónica heterogénea evidenciada por zonas miloníticas con lineación mineral de extensión (Gana *et al.*, 1996). Son rocas calcoalcalinas con 65-80% de SiO₂, metaluminosas a peraluminosas, tipo I principalmente y tipo S en menor proporción. Forman un plutón de 36 km de elongación noroeste, expuesto típicamente en la localidad de Mirasol, extendiéndose desde Caleta Barco hacia el sur (Gana *et al.*, 1996). Los distintos tipos litológicos que se encuentran están en contacto gradacional. Contienen enclaves de ortogneisses y paragneisses de edad Paleozoica (Quintay, Caleta las Cruces) y están intruidos por diques básicos foliados y por plutones del Jurásico con formación de zonas de enclaves magmáticos. También tienen inclusiones máficas orientadas y foliación sinmagmática (Gana *et al.*, 1994)

Las rocas intrusivas de esta unidad han sido datadas por U-Pb en circones por distintos autores dando edades de 290 y 309 Ma (Godoy y Loske, 1988), 383 y 405 Ma (Corvalán y Munizaga, 1972) y 319 ± 11 Ma en isócronas Rb-Sr en roca total (Hervé *et al.*, 1988), las que son interpretadas por Gana *et al.* (1996) como edades de cristalización. Una edad de 167 ± 3 Ma obtenida por el método K-Ar en hornblenda (Cordani *et al.*, 1976) es interpretado por Gana *et al.* (1996) como rejuvenecimiento térmico de los plutones paleozoicos, causado por la intrusión de plutones jurásicos.

Rocas metamórficas

Complejo Metamórfico Valparaíso (Pzmv): Paleozoico Superior (Gana *et al.*, 1996)

Las rocas de este complejo fueron definidas originalmente como Formación Quintay por Corvalán y Dávila (1964). Son rocas metamórficas foliadas, de protolito plutónico y sedimentario intruidas por granitoides paleozoicos con los que presenta contactos graduales (Quintay, Las Cruces) y por gabros jurásicos en Caleta Las Docas. Afloran como enclaves de longitud inferior a 2 km en los complejos intrusivos del Paleozoico Superior y del Jurásico en la zona costera.

Incluye ortogneisses graníticos y tonalíticos de biotita y migmatitas, intercalaciones de esquistos de anfíbol, escasos lentes paragneissicos con cordierita-sillimanita-granate (Quintay). Hervé (1976) describió para la zona entre Caleta y Playa Quintay un cuerpo lenticular de gneiss hornfésico con biotita con una serie de bandas, una de ellas corresponde a un metaconglomerado, cuerpo que se encuentra inscrito entre migmatitas y anfibolitas. Además, se encuentran NW-SE con manteos hacia el sur. Existen pliegues de longitud de onda métrica a decamétrica con pequeñas zonas de cizalle dúctil que transponen la foliación principal (Las Cruces). Los enclaves metasedimentarios están inyectados por numerosas vetillas graníticas, de desarrollo ptigmático (Gana *et al.*, 1996).

Para este complejo se obtuvieron edades Rb-Sr en roca total de 330 Ma, calculadas por Cordani *et al.* (1976), estas edades fueron recalculadas por Hervé *et al.* (1988) en 319 ± 17 Ma, las que se interpretaron como la edad del protolito (Cordani *et al.*, 1976). También se obtuvieron edades de 172 ± 2 Ma que fueron atribuidas al rejuvenecimiento térmico al igual que la errorcrons en roca total de 162 ± 48 Ma de una secuencia de rocas granítico–metamórfica obtenida por Hervé *et al.* (1988).

2.2.2 Jurásico

Rocas Intrusiva

Unidad Laguna Verde (Jlv): Jurásico Superior (Gana y Tosdal, 1996)

Anfibolitas y tonalitas gnéissicas (Godoy y Loske, 1988), ortoanfibolitas, gneisses de anfíbol, dioritas, monzodioritas foliadas y gabros. Son rocas de grano medio a fino con frecuente foliación magmática y en parte dinámica (gnéissica y milonítica) (Gana *et al.*, 1996).

Los gabros y dioritas se caracterizan por la presencia de clinopiroxeno con coronas de biotita. Las monzodioritas tienen plagioclasas con bordes mirmequíticos en contacto con microclina u ortoclasa. La abundancia de cristales de titanita euhedrales de origen magmático indican un metasomatismo Ti-Ca tardimagmático (Gana *et al.*, 1996).

Estas rocas constituyen plutones compuestos de tamaño inferior a 16 km de largo, restringidos a la zona entre Laguna Verde y Punta Gallo. Intruyen ortogneisses y granitoides paleozoicos, originando zonas bandeadas y de enclaves magmáticos (Gana *et al.*, 1996; Gana y Tosdal, 1996). Schlieren de similar composición, incluidos en tonalita paleozoica, se encuentran entre Punta

Tralca e Isla Negra. En Laguna Verde estos plutones compuestos están en contacto gradacional con la Unidad Sauce (Js) y están intruídos por abundantes filones lamprofídicos y cuarcíferos (Gana *et al.*, 1996; Gana y Tosdal, 1996). Son rocas calcoalcalinas de bajo K, metaluminosas de tipo I (Gana *et al.*, 1996).

Se obtuvieron edades K-Ar en biotita de 159 ± 4 Ma y en anfíbola de 161 ± 5 Ma (Gana *et al.*, 1996). Cordani *et al.* (1976) obtuvo 167 ± 3 Ma en anfíbola, y 265 ± 20 Ma recalculado a 179 ± 3 y 289 ± 20 respectivamente, según las constantes de desintegración (Steiger y Jäger, 1977). Irwin *et al.* (1987), obtuvo en diques máficos de la zona, dos edades por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 165.0 ± 2.6 Ma y 169.6 ± 3.6 Ma en anfíbola.

Corvalán y Munizaga (1972) obtuvieron en Caleta Grande, Laguna Verde por el método Pb-Alfa una edad de 383 Ma, interpretadan como herencia de circones. Godoy y Loske (1988), calcularon nuevas edades de 160-163 Ma por U-Pb en circón para la misma localidad.

En Rb-Sr se obtuvieron edades que van desde los 156.3 ± 1.2 Ma para una errorcrona construida con biotita, feldespato potásico, roca total y apatita (Godoy y Loske, 1988) hasta los 165 Ma en biotita (Corvalan y Munizaga, 1972).

2.2.3 Terciario

Rocas estratificadas

Formación navidad (Tn): Mioceno-Pleistoceno

Secuencia sedimentaria marina fosilífera, medianamente consolidada, constituida por limolitas, areniscas arcillosas, areniscas de grano muy fino a muy grueso, bancos de conglomerados, areniscas muy finas grises, bancos de coquinas y calizas. Presenta fuertes variaciones verticales y laterales de facies. Se dispone en contacto depositacional sobre granitoides paleozoicos (Pzmg) y

está cubierta por sedimentos eólicos, aluviales y suelos cuaternarios. De disposición general subhorizontal, posee una potencia máxima estimada de 170 m. Estratos superiores engranan con depósitos continentales de la unidad TQpa. Las asociaciones faunísticas en esta Formación comprenden: *Oliva dimidiata*, *Cardium multiradiatum* y *Pecten simpsoni* (en Curauma, Laguna Verde, indica un intervalo Mioceno-Plioceno (Philippi, 1887); Aturia Quintay, (Corvalán *et al.*, 1977) que indicaría una edad del Mioceno Inferior a Medio. Este fósil también se encuentra en los niveles basales de esta Formación en el área de Navidad (Covacevich y Frassinetti, 1977). Al este del El Tabo, en El Membrillo, Herm (1969), señaló la presencia del Plioceno con *Chlamys simpsoni*, lugar en que Tavera (comunicación escrita, 1956 in Covacevich y Frassinetti, 1986) también indicó *Arca sp.*, *Pecten aff. Simpsoni* *Carcharodon giganteus*, de edad esencialmente pliocena. La Formación Caleta Horcón (Rivano *et al.*, 1993) se incluye dentro de esta Formación.

2.2.4 Cuaternario

Terrazas de abrasión marina (QTt): Plioceno(?)- Pleistoceno

Unidades morfológicas de origen marino, labradas sobre intrusivos paleozoicos y triásico-jurásico (Pzgm, TrJtv), y unidades sedimentarias y volcánicas terciarias (Tn, TQpa), preservadas en la zona costera, a costas variables entre los 60 y 290 m s.n.m. Se incluyen terrazas de abrasión sin cubierta sedimentaria, terrazas con una cubierta de arena cuarzosas, posiblemente marinas, arenas negras con acumulaciones de minerales pesados, de origen litoral y terrazas con cubierta aluvial.

Capítulo 3: Resultados

3.1 Distribución y relación de contacto entre las litologías

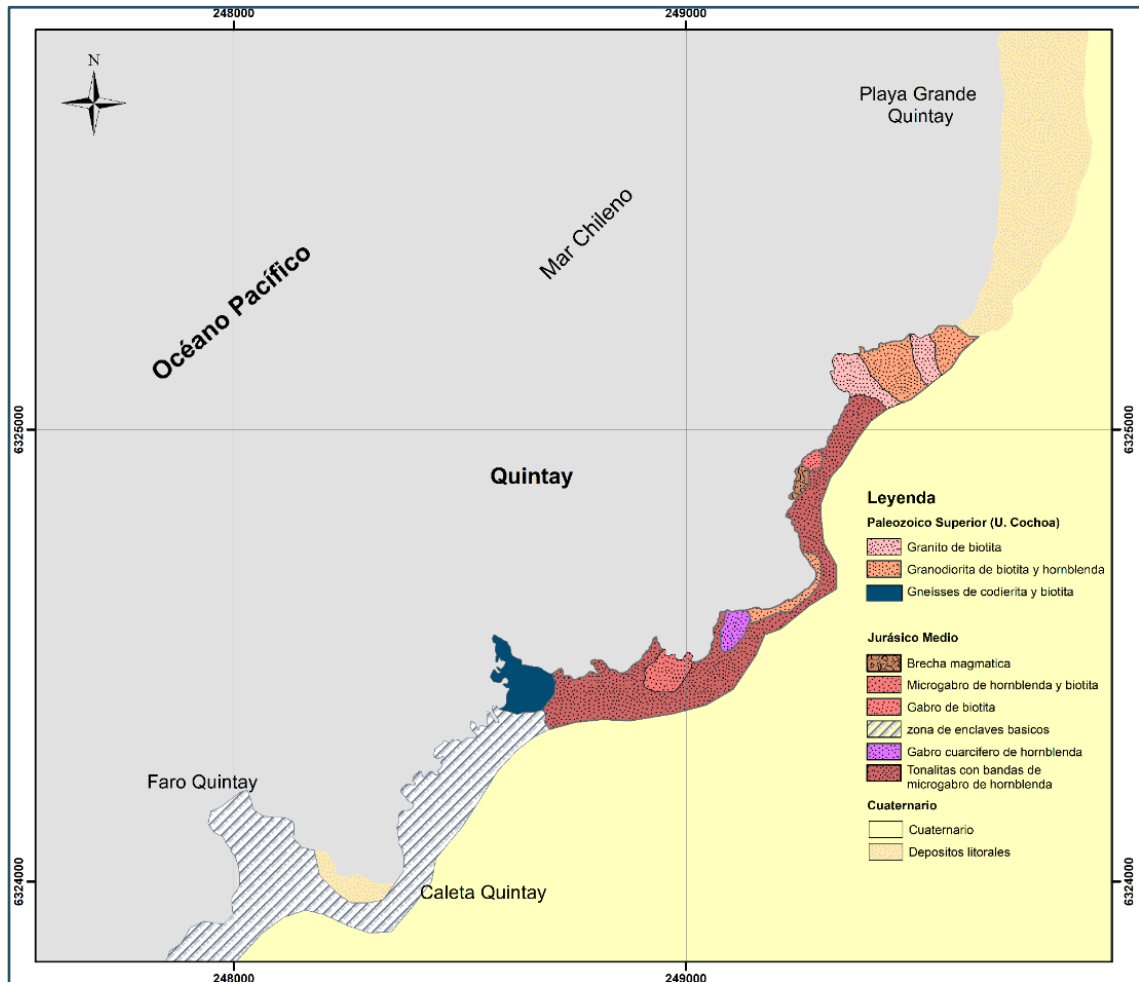


Figura 3: Mapa litológico de la zona de Quintay (Modificado de Ramírez, 2010).

La Cordillera de la Costa de Chile Central está formada principalmente por complejos plutónicas de edades que van desde el Paleozoico Superior al Cretácico; con edades decreciente hacia el este. Las rocas más antiguas descritas, son las pertenecientes al Complejo Metamórfico Valparaíso y granitoides del Paleozoico Superior, consisten en ortogneises, anfibolitas,

granodioritas, esquistos y lentes paragnéissicos datados en 330 Ma y 278 Ma (Gana *et al.*, 1996), que constituyen enclaves en tonalitas, granodioritas de anfíbola y biotita y granitos de microclina foliados, cuya edad de cristalización es cercana a los 300 Ma (Godoy y Loske, 1988). Plutones de composición básica y granitos de biotita-anfíbol del Triásico Superior – Jurásico Inferior, parcialmente metamorfizados, de edad 214 Ma. intruyen a las anteriores unidades (Gana y Zentilli, 2000).

En la costa de la localidad de Quintay se encuentra el contacto entre las rocas del Paleozoico Superior con rocas del Jurásico medio (Figura 3). Además, existe una zona de enclaves inmersos en un granitoide perteneciente a la Unidad Cochoa del Carbonífero Superior.

Específicamente en el afloramiento de interés se observa una roca plutónica con fabrica gnéissica que contiene inclusiones máficas ovaladas a subtabulares. También ocurren mega-enclaves que está compuestos por cuerpos sub-tabulares de gneisses y migmatitas. En la Figura 4 se observan los componentes del mega-enclave y la distribución de algunas de las muestras obtenidas en terreno, las cuales se especifican en la Figura 5. A continuación se describirán cada uno de los componentes de este afloramiento, comenzando por la roca plutónica que contiene el mega-enclave.

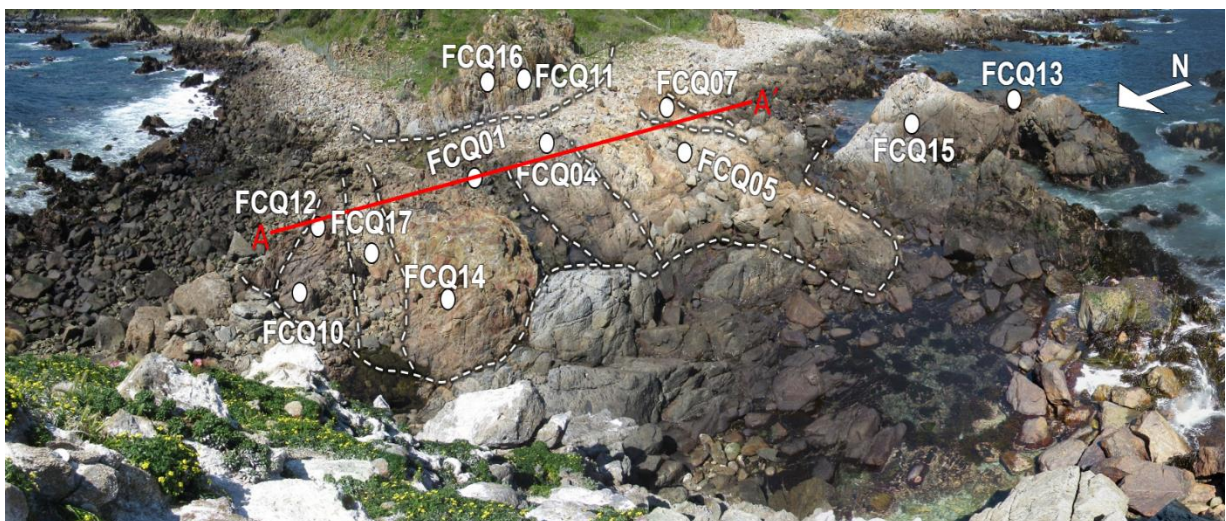


Figura 4: Esquema del afloramiento y distribución de las muestras.

Muestra	Ubicación	Nombre de la roca
FCQ01	Matriz del cuerpo sub-tabular 3	Milonita de biotita y granate
FCQ02	Clasto inmerso en el cuerpo sub-tabular 3 (FCQ01)	Granito
FCQ03	Enclave inmerso en roca Tonalita con fabrica gnéissica	Gneiss de biotita y granate
FCQ04	Cuerpo sub-tabular 4	Paragneiss de sillimanita y biotita
FCQ05	Cuerpo sub-tabular 5	Milonita
FCQ06	Clasto inmerso en el cuerpo sub-tabular 5 (FCQ05)	Granito
FCQ07	Cuerpo sub-tabular 6	Paragneiss de sillimanita y granate
FCQ08	Cuerpo sub-tabular 4	Protomilonita de biotita y granate
FCQ09	Dique abudinado que corta al cuerpo sub-tabular 4 (FCQ08)	Granito con fabrica gnéissica
FCQ10	Enclave inmerso en roca granítica con fabrica gnéissica	Gneiss de biotita, cordierita y granate
FCQ11	Migmatita	Melanosoma: Anfíbolita y Leucosoma: tonalita de anfíbola
FCQ12	Enclave inmerso en roca granítica con fabrica gnéissica	Gneiss de biotita, cordierita y granate
FCQ13	Enclave inmerso en roca granítica con fabrica gnéissica	Diorita
FCQ14	Matriz de la banda metamórficas 2	Protomilonita
FCQ15	Enclave inmerso en roca granítica con fabrica gnéissica	Diorita
FCQ16	Plutón que contiene a los cuerpos sub-tabulares	Tonalita de anfíbol y biotita
FCQ17	Cuerpo sub-tabular 1	Paragneiss de sillimanita y granate

Figura 4: Tabla que explica la ubicación y nombre de cada muestra.

El plutón corresponde a una tonalita de anfíbola y biotita de grano medio a grueso (Muestra FCQ16), de posible edad Paleozoico Superior (Hervé, 1976, Godoy y Loske, 1988; Gana *et al.*, 1996). La mineralogía principal consiste en plagioclasa, anfíbola, biotita, cuarzo y feldespato-K. Las rocas muestran una

foliación magmática en la dirección N40°W, además contienen inclusiones dioríticas (Figura 5) que en algunos sectores llega a constituir más del 50 % de la roca.

Las inclusiones dioríticas (Muestra FCQ13 y FCQ15) tienen una distribución aleatoria en todo el cuerpo tonalítico, con dimensiones variables que van de unos pocos centímetros a varios metros, su morfología también varía, algunos son ovalados, redondeados a sub-redondeados y hasta se pueden observar algunos tabulares. El contacto entre las inclusiones y la tonalita que los contiene, es difuso, en algunos casos existe un intercambio mineralógico entre ellos y además se observaron vetillas graníticas atravesando las inclusiones.



Figura 5: Fotografía de tonalita con inclusiones dioríticas.

Por otro lado, en el sector sur-este se encuentra una zona de tonalitas híbridas (Muestra FCQ11), la cual está compuesta por bandas de espesor centimétrico de color gris negruzco (bandas melanocrática) y blanquecino (bandas leucocrática), estas tienen un contacto transicional difuso. El melanosoma corresponde a una anfibolita de grano medio a fino mientras que en el leucosoma corresponde a una tonalita de anfíbola y biotita de grano medio a grueso.

El plutón además contiene enclaves metamórficos, uno de ellos con forma tabular (Figura 6), que se identificó como un gneiss de biotita, cordierita y granate (Muestra FCQ03). Este cuerpo se encuentra plegado y tiene dimensiones métricas, en la parte superior se encuentra abundante granate y se pueden observar estructuras de cizalle dextral.



Figura 6: Fotografía donde se muestra el enclave gnéissico, que tiene aspecto de dique.

Otro de los cuerpos metamórficos incluidos en la tonalita descrita en un mega-enclave, que lo compone una serie de cuerpos sub-tabulares, que se hallan en contacto difuso con el plutón antes mencionado (Figura 7), se logró identificar seis cuerpos, entre gneisses, paragneisses, brechas metamórficas y milonitas con una orientación preferencial N40°W, que se describen a continuación (Figura 8).



Figura 7: Fotografía que muestra el contacto entre la tonalita y el mega-enclave

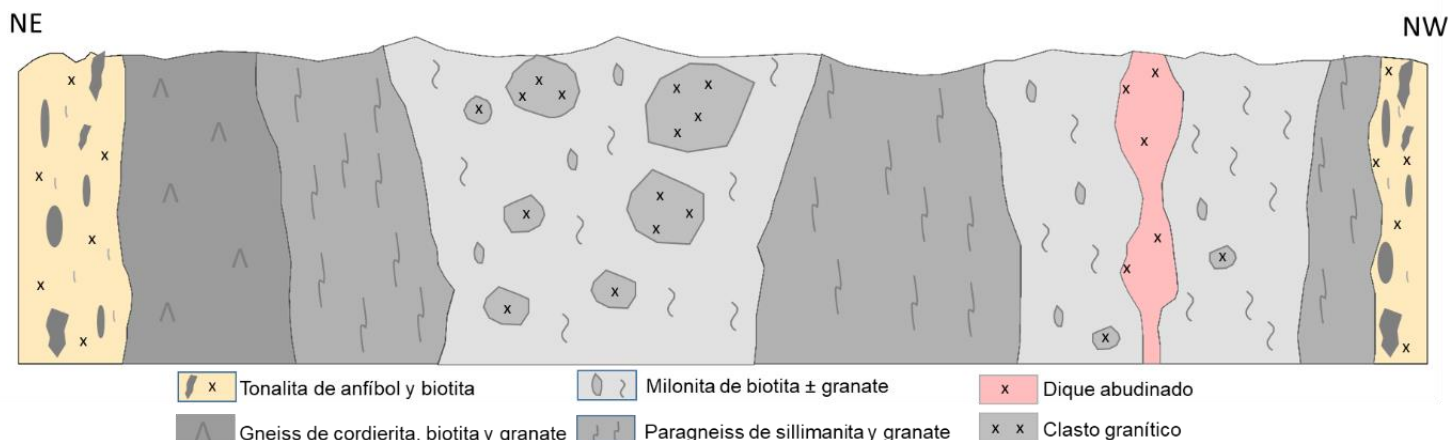


Figura 8: Perfil esquematizado A - A' de la Figura 4, donde se muestra la distribución de los cuerpos sub-tabulares del mega-enclave.

Existen tres cuerpos sub-tabulares de gneisses de cordierita, biotita y granate (Muestras FCQ10 y FCQ12), de color pardo negruzco, que se haya dispuesto en el rumbo N42°W. Junto a este, se encuentra un cuerpo color marrón blanquecino que corresponde a un paragneiss de sillimanita y granate (muestra FCQ17), la foliación de la roca es N40°W subvertical. Contiene algunos clastos graníticos distribuidos en forma aleatoria de tamaños que no superan los tres centímetros.

El cuerpo sub-tabular y de mayor interés para este estudio, corresponde a una brecha metamórfica con matriz milonita con fabrica gnéissica de color gris rojizo, compuesta por cuarzo, biotita, feldespatos, cordierita y en algunas zonas granate (FCQ01 y FCQ14). Los fragmentos inmersos en esta matriz disminuyen en tamaño hacia el NW, comenzando con clastos graníticos (FCQ02) de hasta 30 centímetros hasta llegar a clastos monominerales de cuarzo de 0,5 centímetros, los clastos son sub-redondeados y sub-esféricos. Los clastos de granito están compuestos principalmente de cuarzo, feldespatos-k, plagioclasa y biotita. Además contiene clastos gnéisicos de biotita.

Una banda de color blanquecino, con bastante oxidación y abundante pirita, que corresponde a un paragneiss de sillimanita y biotita (FQC04).

Una franja de milonita con fábrica gneissica y aspecto fragmental contienen clastos granitos (Muestra FCQ06) y clastos máficos gnéissicos (Muestra FCQ08), ambos distribuido aleatoriamente y de tamaños no superiores a los 20 centímetros, esta intruida por un dique abudinado (Muestra FCQ09), que está dispuesto en el rumbo N40°W, corresponde a un granito con fábrica gneissica, ya que, la biotita se encuentra alineada y representa una leve foliación.

Finalmente, el cuerpo de los cristales de color marrón-blanquecino corresponde a un paragneiss de biotita y granate, está dispuesto en la dirección N40°W al igual que todos los otros cuerpos (FCQ07).

3.2 Petrografía

La agrupación litológica que se ha realizado en este apartado se ha basado en características petrográficas, tanto mineralógicas como texturales, gracias al análisis microscópico, ver descripción en el anexo I.

3.2.1 Tonalita de anfíbola y biotita

Esta litología está representada por el plutón que contiene al mega-enclave formado por cuerpos sub-tabulares y que tiene inclusiones dioríticas. Tiene textura roca holocristalina, con cristales subhedrales a anhedrales, equigranular, de grano medio a fino, homogénea. La roca está compuesta por cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato-K y anfíbola. Los minerales accesorios corresponden a zircón y titanita, y minerales opacos.

El cuarzo es anhedral, de grano fino a medio y se presentan bastante fracturados y extinción ondulosa. El feldespato potásico es subhedral a anhedral,

de grano fino a medio. La plagioclasa se presenta en cristales subhedrales de grano grueso a fino con maclas tanto de carlsbad como polisintéticas.

Los enclaves inmersos en el plutón tonalítico, corresponde a una diorita. La roca es holocristalina, de grano grueso a fino. La mineralogía presente es de biotita, anfíbol, plagioclasa, feldespato-k y más o menos cuarzo y epidota secundaria, también se observan minerales opacos euhedrales. Además, presenta minerales accesorios como zircón y titanita.

La plagioclasa forma fenocristales tabulares euhedrales con inclusiones de anfíbola; presenta maclas polisintéticas y de carlsbad. Los cristales de anfíbol son subhedrales, alterados a biotita y con inclusiones de plagioclasa y cuarzo. El cuarzo intersticial forma pequeños granos anhedral con extinción ondulosa. Los cristales tanto de anfíbola como de biotita se encuentran orientados, representando la foliación de la roca.

3.2.2 Granito de biotita

Esta litología corresponde a los clastos inmersos en matriz milonítica y al dique abudinado (FCQ09), es una roca holocristalina, con cristales subhedrales a anhedral, equigranular, de grano fino a medio, homogénea, los minerales félsicos son cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato-K. Los minerales accesorios son principalmente zircón, muscovita y epidota, y minerales opacos (probablemente pirita). La muestra FCQ02 presenta granate y la muestra FCQ06 contiene anfíboles.

Los cristales de cuarzo son anhedral, de grano fino a medio y se presentan bastante fracturados; tienen extinción ondulosa, y se presenta también como subgranos. El feldespato potásico es subhedral a anhedral de grano fino a medio, con inclusiones de biotita, cuarzo y granate (sólo en la muestra FCQ02). Presentan migración de borde de granos en contacto con el cuarzo. La

plagioclasa es subhedral, de grano grueso a fino, con maclas tanto de carlsbad como polisintética.

Por otro lado, en el dique abudinado se observó que la biotita se encuentra con una leve orientación, que resulta en una foliación.

3.2.3 Gneiss de biotita y granate

Esta litología está presente en algunos de los enclaves inmersos en la tonalita y en uno de los cuerpos sub-tabulares del mega-enclave, corresponde a una roca metamórfica de textura lepidogranoblástica de grano medio a fino, está compuesta por cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato potásico, granate, turmalina y cordierita, los minerales accesorios son zircón y muscovita y además tiene minerales opacos euhedrales (probablemente pirita).

Los cristales de cuarzo son anhedrales de grano fino y con extinción ondulosa; los granos de feldespatos se presentan de forma euhedral a subhedral, En los que la plagioclasa presenta maclas de carlsbad y polisintética; la biotita es tabular subhedral y se presentan como agregados rodeando a porfidoclastos y define la foliación de la roca.

3.2.4 Paragneiss de sillimanita y biotita

Esta litología se presenta en tres de los cuerpos sub-tabulares del mega-enclave, presentan un color blanquecino macroscópicamente. Microscópicamente se observan texturas lepidogranoblástica e inequigranular. Los cristales son subhedrales a anhedrales de grano fino, está compuesta por cuarzo, feldespatos, sillimanita, biotita, granate y rutilo como mineral accesorio

se observó muscovita en dos de las muestras, además de abundantes minerales opacos alargados (posible ilmenita).

Los cristales de sillimanita son alargados y fibrosos y su orientación define la foliación de la roca, junto a la biotita. Algunos cristales de biotita se encuentran alterados a clorita. El feldespato potásico tiene inclusiones de sillimanita y la plagioclasa se presenta con maclas polisintética y de carlsbad.

3.2.6 Brecha metamórfica

La matriz de dos de los cuerpos sub-tabulares de brecha metamorfica presenta fabrica gnéissica. Presentan una textura porfidoclástica, de grano medio a fino, donde los cristales son subhedrales a anhedrales, la foliación de la roca está definida por la orientación de la biotita. La matriz es inequigranular, compuesta por cuarzo de grano medio a fino con extinción ondulosa; biotita, de color marrón que se presentan en cristales subhedrales de grano fino a medio; feldespatos, cristales subhedrales a anhedrales de grano fino a medio, en el feldespato potásico se observan inclusiones de biotita, la plagioclasa presenta maclas de carlsbad y polisintéticas; granate, que se presenta en cristales euhedrales a subhedrales de color gris parduzco, algunos cristales tienen textura esquelética, mientras que otros se observan recrystalizados a clorita; cantidades menores de cordierita y turmalina, además de minerales opacos y zircón.

Los porfidoclastos corresponden a granos gruesos de cuarzo fracturados, con extinción ondulosa, en sus bordes presentan texturas de recrystalización dinámica (deformación) y se identifican sombras de presión de biotita.

Los fragmentos líticos de tamaños superior al centímetro tienen la misma mineralogía de la roca (FCQ02), en algunas bandas se presentan redondeados y fracturados y en otras bastante alargados por la deformación, estos están envueltos por agregados de biotita.

3.2.3 Estructuras

Las estructuras presentes en el área de estudio corresponden principalmente a la foliación de rocas metamórficas, a la orientación de las inclusiones dioríticas, a la orientación del dique abudinado. De acuerdo a las mediciones realizadas se determinó una orientación preferencial N40° - 45°NE, Subvertical (Figura 9).

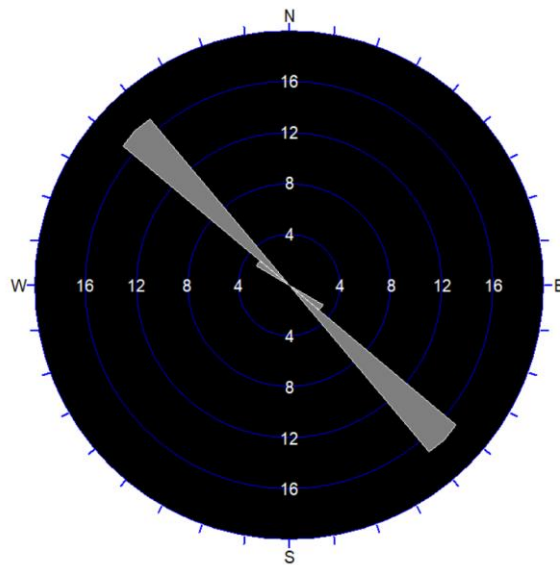


Figura 9: Diagrama de roseta que muestra la dirección preferencial de la foliación de las rocas en el área de estudio.

Además, en terreno se observaron dos zonas de cizalle que afectaban a la tonalita y al mega-enclave. Los indicadores cinemáticos observados permiten distinguir una componente de movimiento dextral.

3.3 Geoquímica

En este capítulo se presentan los principales resultados y el análisis de los datos geoquímicos de elementos mayores y trazas de cuatro muestras. Se analizaron muestras representativas, incluyendo un fragmento granítico (FCQ02)

inmerso en una matriz gneissica (FCQ01), también analizada; además el dique abudinado (FCQ09) y la tonalita hibrida (FCQ11). Los análisis de elementos mayores se hicieron con el método FUS-ICP y los elementos trazas se hicieron con el método ICP/MS. El detalle del contenido de elementos mayores y trazas se encuentra en el anexo II.

3.3.1 Elementos mayores

Al comparar el contenido de elementos mayores de las muestras analizadas, cabe destacar la similitud composicional entre el fragmento granítico con la matriz que lo contiene; y entre el dique abudinado con la tonalita hibrida. El contenido de SiO_2 de la matriz y del fragmento, es de aproximadamente 63.5 wt% y del dique abudinado y la tonalita hibrida es de 69 wt%. Una de las diferencias más significativas entre ambos grupos antes mencionados, es la cantidad de K_2O , donde el clasto y matriz tienen una elevada concentración en este compuesto aproximadamente 8-9 wt% (Tabla 1).

Según el diagrama TAS (Figura 10), que permite clasificar rocas intrusivas de acuerdo a su contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) en relación al contenido de sílice (SiO_2), el fragmento se clasifica como una sienita y se ubica en el campo de rocas alcalinas; el dique abudinado se clasifica como una granodiorita y la tonalita hibrida como un granito y ambas se ubican en el campo de la serie subalcalina/toleítica.

Tabla 1: Se presentan a continuación las tablas de los contenidos de elementos mayores y trazas, de las cuatro muestras a las que se le realizaron geoquímica.

	peso %			
	FOQ01	FOQ02	FOQ09	FOQ11
SiO ₂	63.3	63.71	70.06	68.63
TiO ₂	0.531	0.559	0.456	0.483
Al ₂ O ₃	14.78	14.59	15.64	15.83
Fe ₂ O ₃ (T)	4.05	3.87	1.91	3.9
MnO	0.355	0.287	0.071	0.034
MgO	4.4	3.77	1.92	1.12
CaO	0.23	0.25	2.37	3.34
Na ₂ O	0.52	0.54	4.96	4.45
K ₂ O	8.57	8.93	1.57	1.48
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.09	0.14
LOI	2.21	2.2	0.86	0.42
Total	99.04	98.84	99.91	99.82
	ppm			
	FOQ01	FOQ02	FOQ09	FOQ11
Sc	14	13	19	8
Be	1	1	< 1	1
V	108	104	82	69
Ba	859	887	258	544
Sr	46	42	172	293
Y	13	13	11	12
Zr	113	141	187	224
Cr	30	30	40	20
Co	11	9	2	6
Ni	< 20	< 20	< 20	20
Cu	30	30	20	< 10
Zn	920	720	200	< 30
Ga	16	16	19	16
Ge	< 1	< 1	1	1
Rb	299	292	95	46
Nb	4	5	1	2
Ag	< 0.5	0.6	0.5	0.7
Cs	1.8	1.5	1.3	0.7
La	17.6	8.7	52.5	10.3
Ce	34.1	19.1	99.3	20.3
Pr	3.84	2.45	10.4	2.47
Nd	14.3	10.1	37	10.5
Sm	3	2.4	6.1	2.6
Eu	0.88	0.6	1.35	1.33
Gd	2.7	2.3	4.4	2.5
Tb	0.4	0.4	0.6	0.4
Dy	2.5	2.3	2.8	2.4
Ho	0.5	0.5	0.5	0.5
Er	1.4	1.4	1.3	1.4
Tm	0.2	0.22	0.18	0.21
Yb	1.4	1.5	1.1	1.4
Lu	0.22	0.24	0.18	0.21
Hf	2.9	3.4	5	5.3
Ta	0.4	0.5	< 0.1	0.3
W	7	2	2	< 1

Tl	1.7	1.9	1.6	0.2
Pb	353	318	148	< 5
Th	8.2	7.9	36.2	2.6
U	2.1	3	2	1.1

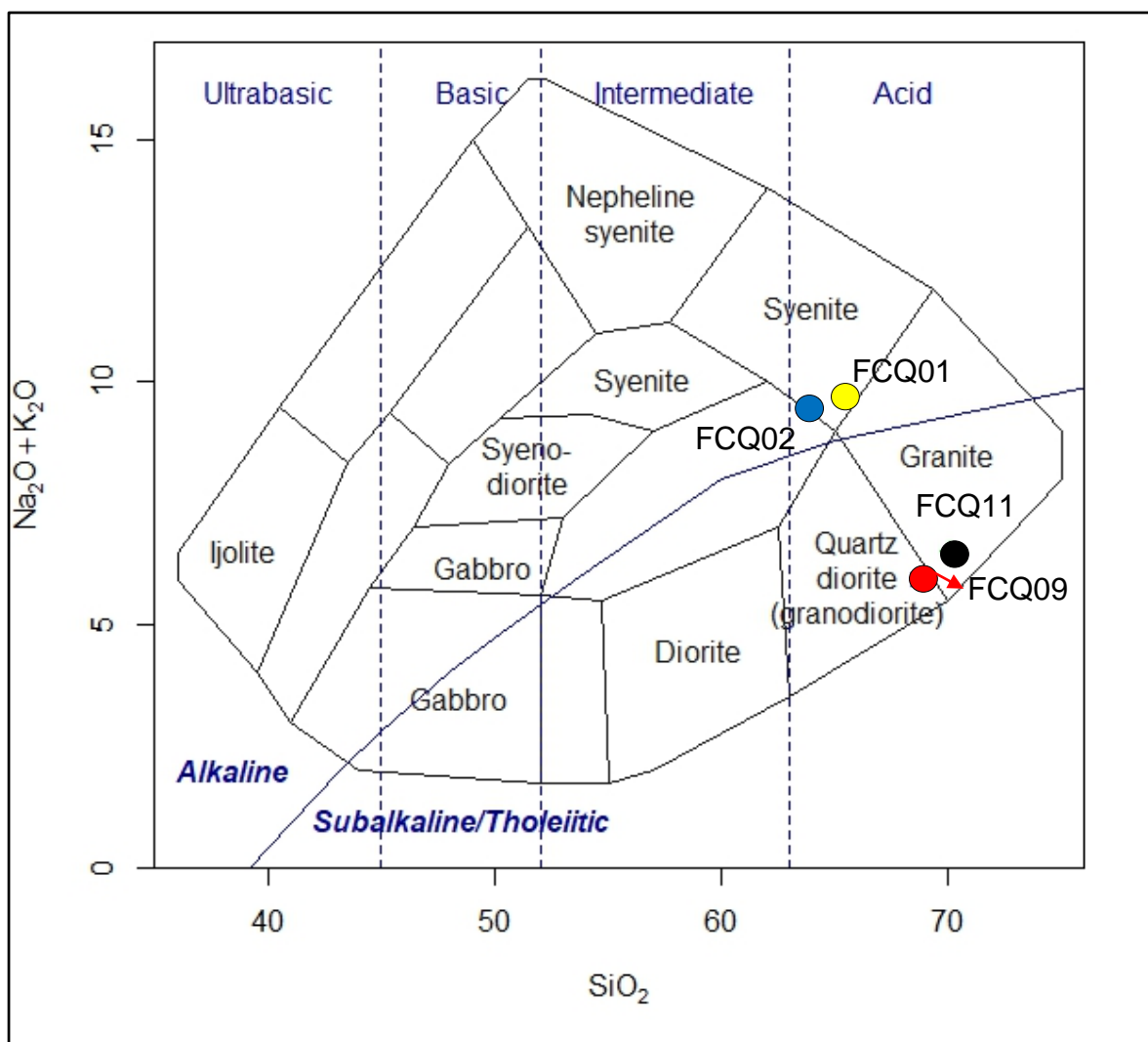


Figura 10: Clasificación de rocas intrusivas según el diagrama TAS de Cox *et al.* (1979)

Según el diagrama TAS (Figura 11), la muestra de dique abundinado y de la tonalita caen en el campo subalcalino/toleítico. Para discriminar entre ambas series, se ha graficado estas muestras en el diagrama de Le Maitre *et al.* (1989) y Rickwood (1989) que relaciona el contenido molar de K_2O versus el contenido

molar de SiO_2 . En éste se puede realizar una subdivisión de las rocas calcoalcalinas, y distinguir si son subalcalinas o rocas toleíticas. En este diagrama ambas muestras se ubican dentro del campo de la serie calcoalcalina, de medio potasio (Figura 11).

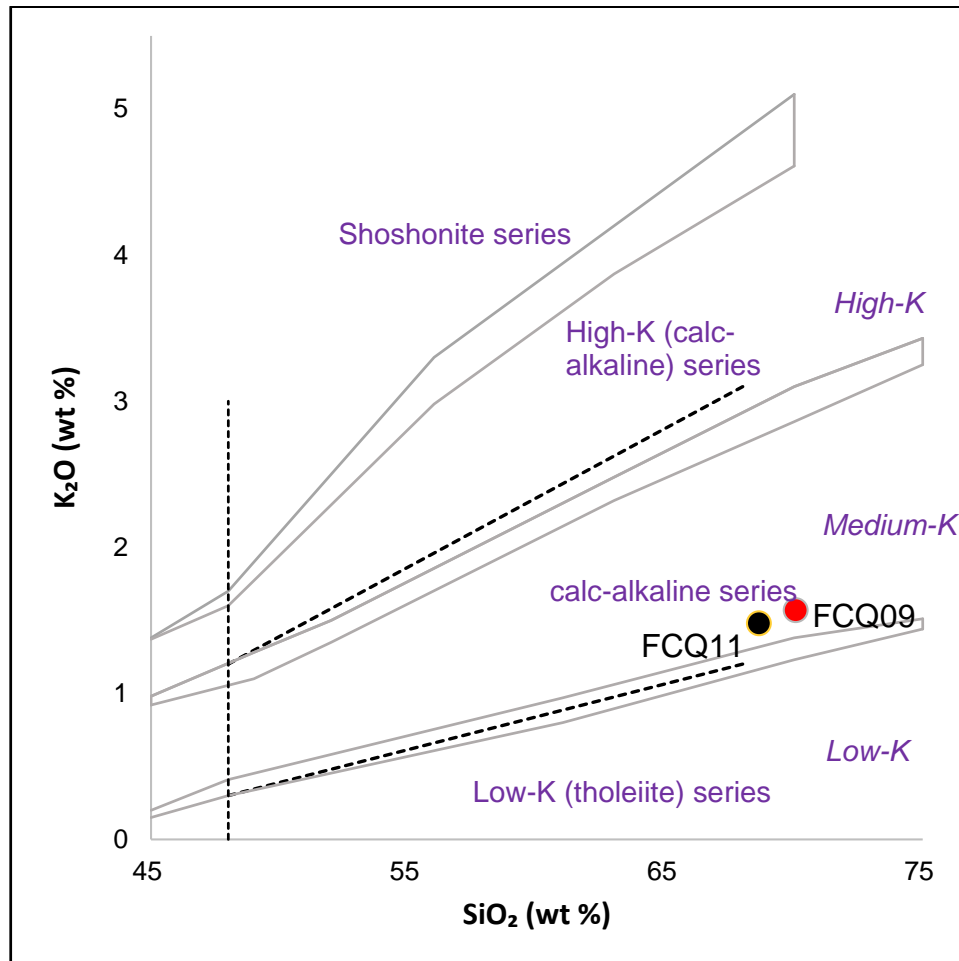


Figura 11: Subdivisión de rocas calco-alcalinas en el diagrama de K_2O versus SiO_2 , según Le Maitre *et al.* (1989) y (Rickwood, 1989)

En base al índice de saturación de aluminio, definido como la razón molecular entre el contenido de Al_2O_3 y el contenido de $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, también llamado A/CNK, todas las muestras se clasifican como peraluminosa ($\text{A/CNK} > 1$; Figura 12).

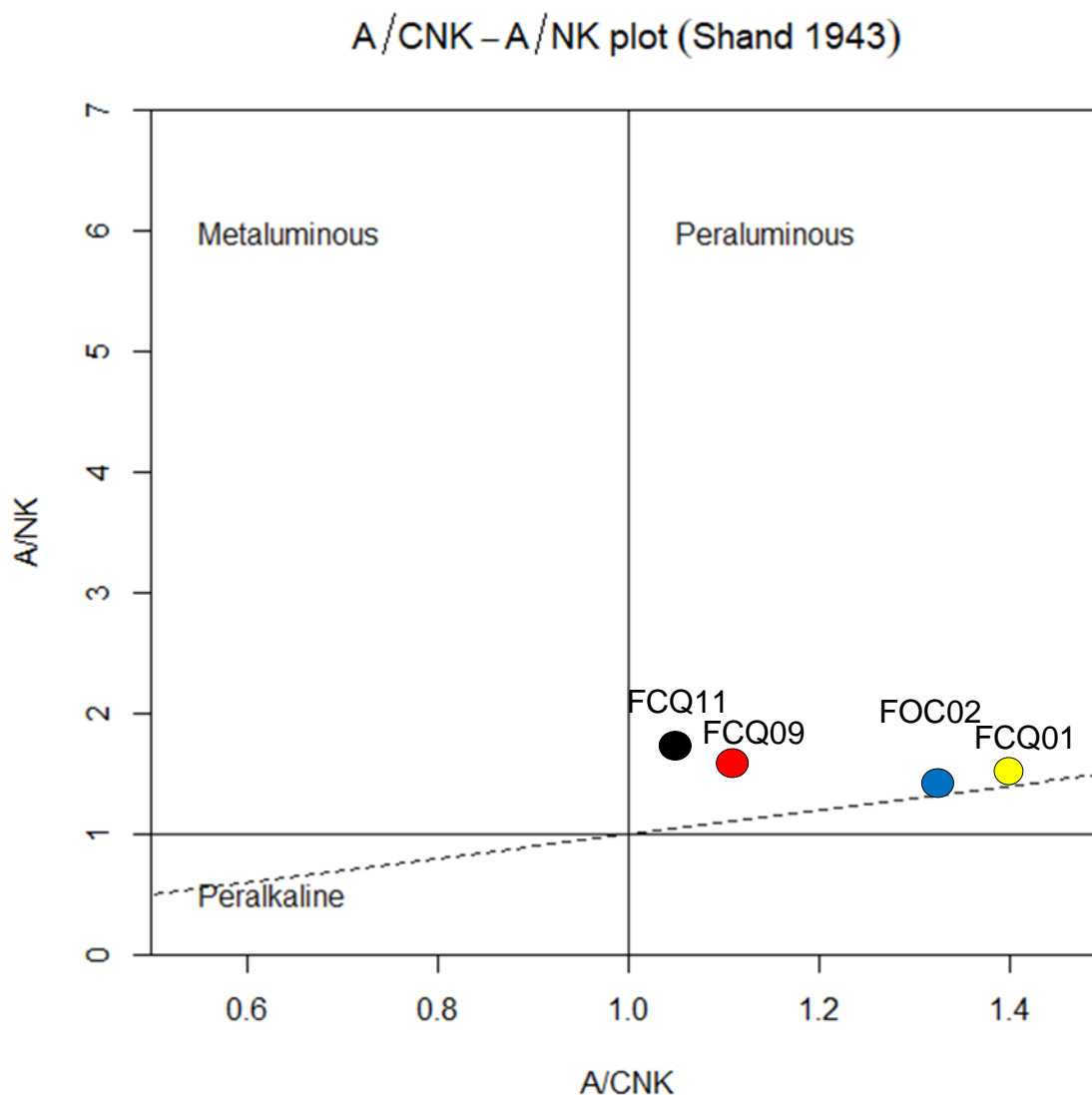


Figura 12: Diagrama A/CNK – A/NK: $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [Molar] Versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [Molar], Según Shand (1943).

El diagrama de clasificación Ab-An-Or (albita-anortita-ortoclasa) de O'Connor (1965) puede ser aplicado a rocas félsicas con más de 10% de cuarzo normativo. Según éste, la muestra del clasto de ubica en el límite del granito con alto contenido de ortoclasa. La muestra del dique abudinado se encuentra en el campo de la trondhjemitita y finalmente la muestra de granitoide con fábrica gnéissica en el campo de la tonalita (Figura 13).

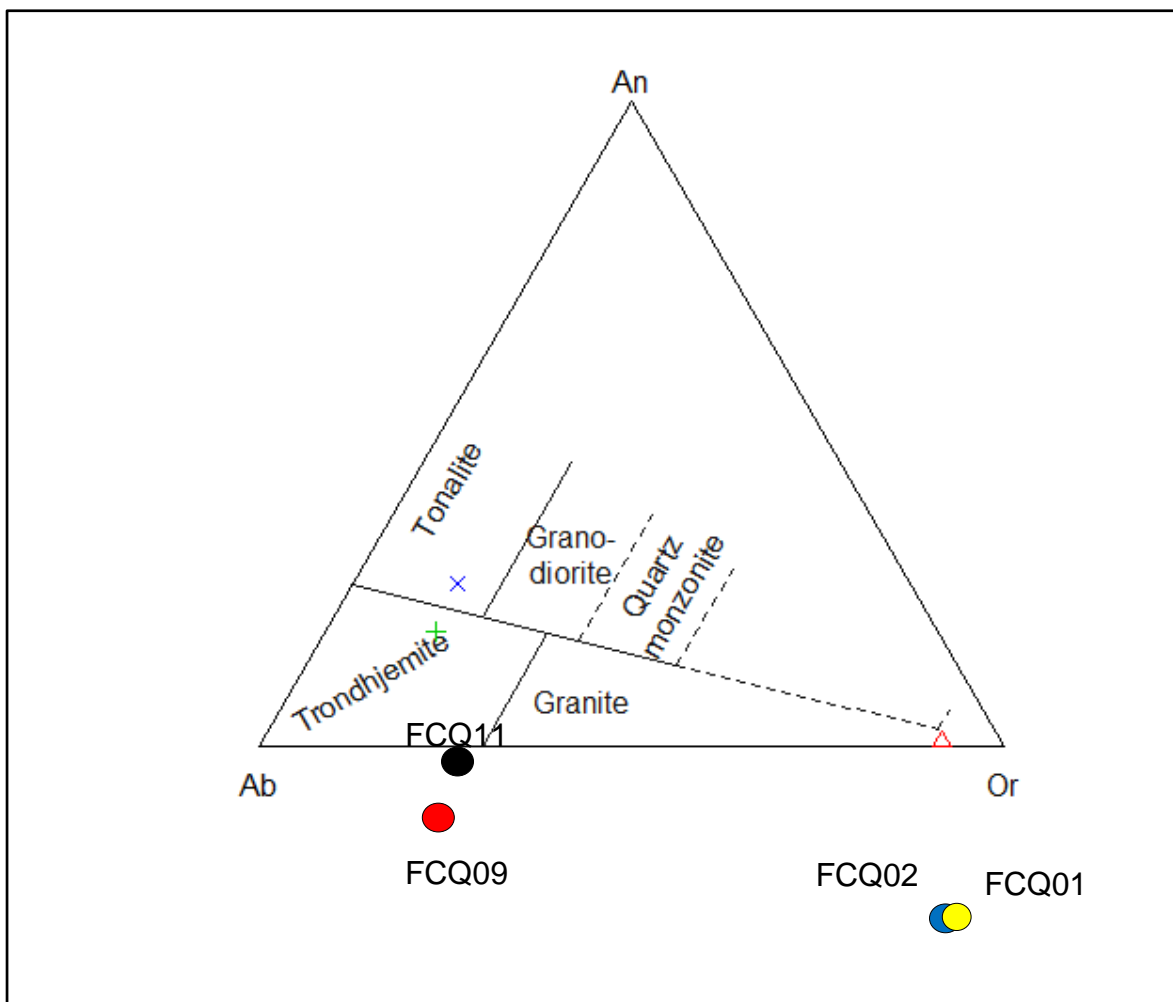


Figura 13: Diagrama Normativo De Ab-An-Or Según O'Connor (1965), para rocas con cuarzo normativo mayor a 10%.

En resumen, los contenidos de elementos mayores en las muestras definen al clasto como una sienita, alcalina y peraluminosa; el dique abudinado como trondhjemita o granodiorita, peraluminosa, calcoalcalina de medio-K; finalmente la roca tonalítica como un granito o tonalita, peraluminosa, calcoalcalina de medio-K.

3.3.2 Elementos trazas

El diagrama de Elementos de Tierras Raras (REE) normalizado a condrito según los valores de McDonough y Sun (1995) (Figura 14), muestra que los patrones de tierras raras de todas las muestras presentan enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) con respecto a tierras raras pesadas (HREE).

La muestra FCQ01 que corresponde a la matriz (protomilonita), presenta una pendiente negativa plana entre las LREE y las tierras raras medias (MREE), entre las MREE y las HREE presenta un patrón relativamente plano.

La muestra del clasto (FOQ02), presenta una pendiente negativa plana entre las LREE y las tierras raras medias (MREE), muestra además una pequeña anomalía negativa de Eu y entre las MREE y las HREE presenta un patrón relativamente plano.

La muestra del dique abudinado (FOQ09), presenta una pendiente negativa pronunciada entre las LREE y las tierras raras medias (MREE), muestra además una leve anomalía negativa de Eu y entre las MREE y las HREE presenta un patrón relativamente plano.

La muestra del plutón granítico (FOQ11) presenta una pendiente negativa entre las LREE y las tierras raras medias (MREE), muestra además una pequeña anomalía positiva de Eu y entre las MREE y las HREE presenta un patrón relativamente cóncavo.

La anomalía negativa de Eu se puede explicar por cristalización temprana de plagioclasa en condiciones de baja fugacidad de oxígeno.

La anomalía positiva de Eu podría a la acumulación de plagioclasa en estas rocas.

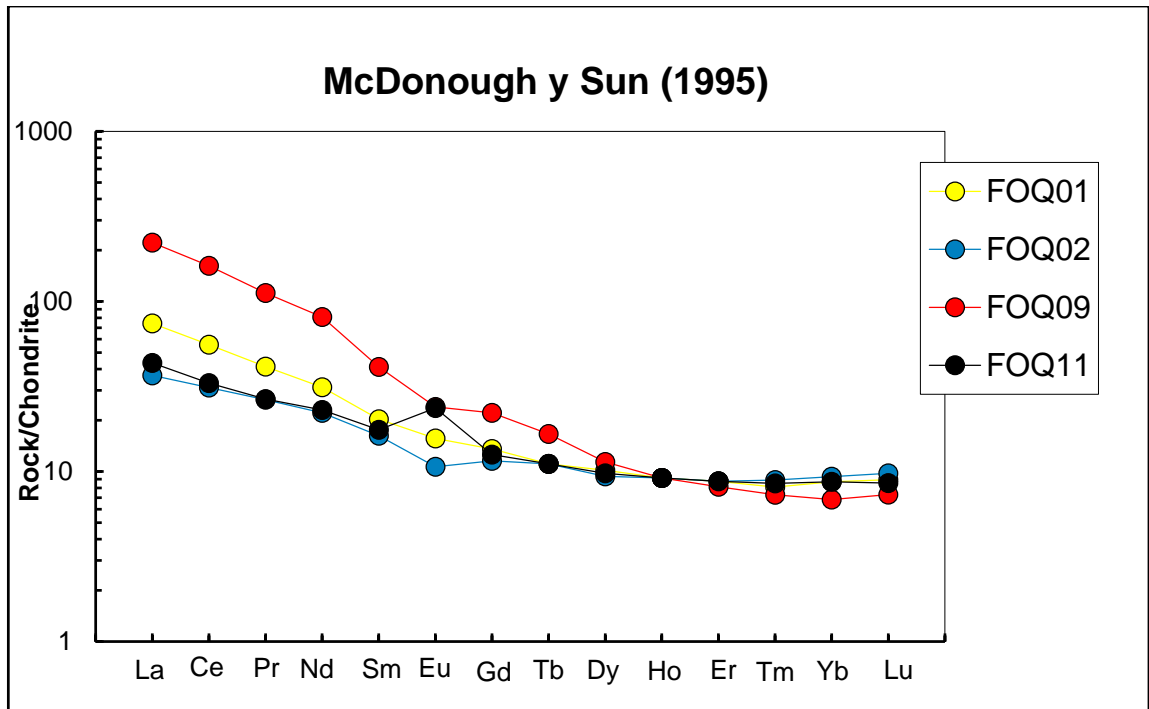


Figura 14: Patrón de Tierras raras (REE) en las muestras normalizadas a Condrito, según McDonough y Sun (1995).

3.3.3 Discriminador de ambiente tectónico mediante elementos mayores y traza.

Con el diagrama discriminante para tipos de granito (Whalen *et al.*, 1987) se observa que las cuatro muestras, se ubican mayoritariamente en el campo de los granitos tipo I o S (Figura 15), a excepción de los diagramas que incluye el contenido de álcalis (K_2O y Na_2O), donde el clasto se clasifica como granito tipo A, y en el diagrama que incluye el elemento trazas Zn, el clasto y el dique abudinado se clasifican como un granito tipo A.

Plots to distinguish A-type granitoids – Whalen (1987)

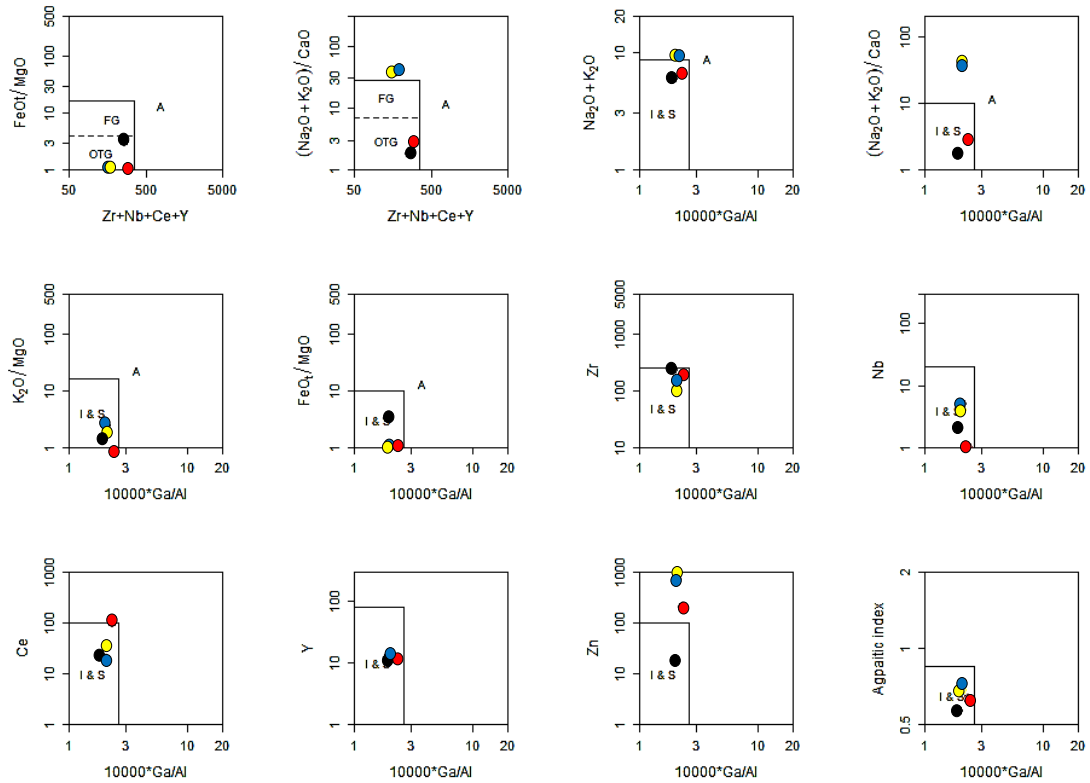


Figura 15: Diagrama de discriminación para granitos. FC: Granitos félsicos fraccionados; OTG: Granitos tipo I, S y M no fraccionados; Alsatitic index se refiere a la razón entre el contenido de álcalis (Na_2O y K_2O) y el contenido de Al_2O_3 . (Whalen *et al.*, 1987). Se incluye composición de matriz gnéissica (protomilonita) para tener una referencia.

El primer estudio de diagramas de discriminación tectónica para granitos fue realizado por Pearce *et al.* (1984), quien definió un granito como una roca intrusiva con al menos 5% de cuarzo modal. Dentro de su clasificación incluyó a Granitos de Ridge Oceánico, Granitos de Arco Volcánico, Granitos de Intraplaca y Granitos Syn-Colisionales.

Las muestras fueron clasificadas de acuerdo a su contenido de elementos trazas, en los diagramas propuestos por Pearce *et al.* (1984) (Figura 16). A partir de lo anterior, es posible observar que la composición de las muestras es consistente con la composición de granitos de arco volcánico. Solo en el

diagrama de Rb versus Y+Nb y Rb versus Ta+Yb, donde la muestra del clasto, se ubica en el campo de granitos syn-colisionales.

Granite tectonic discrimination – Pearce et al. (1984)

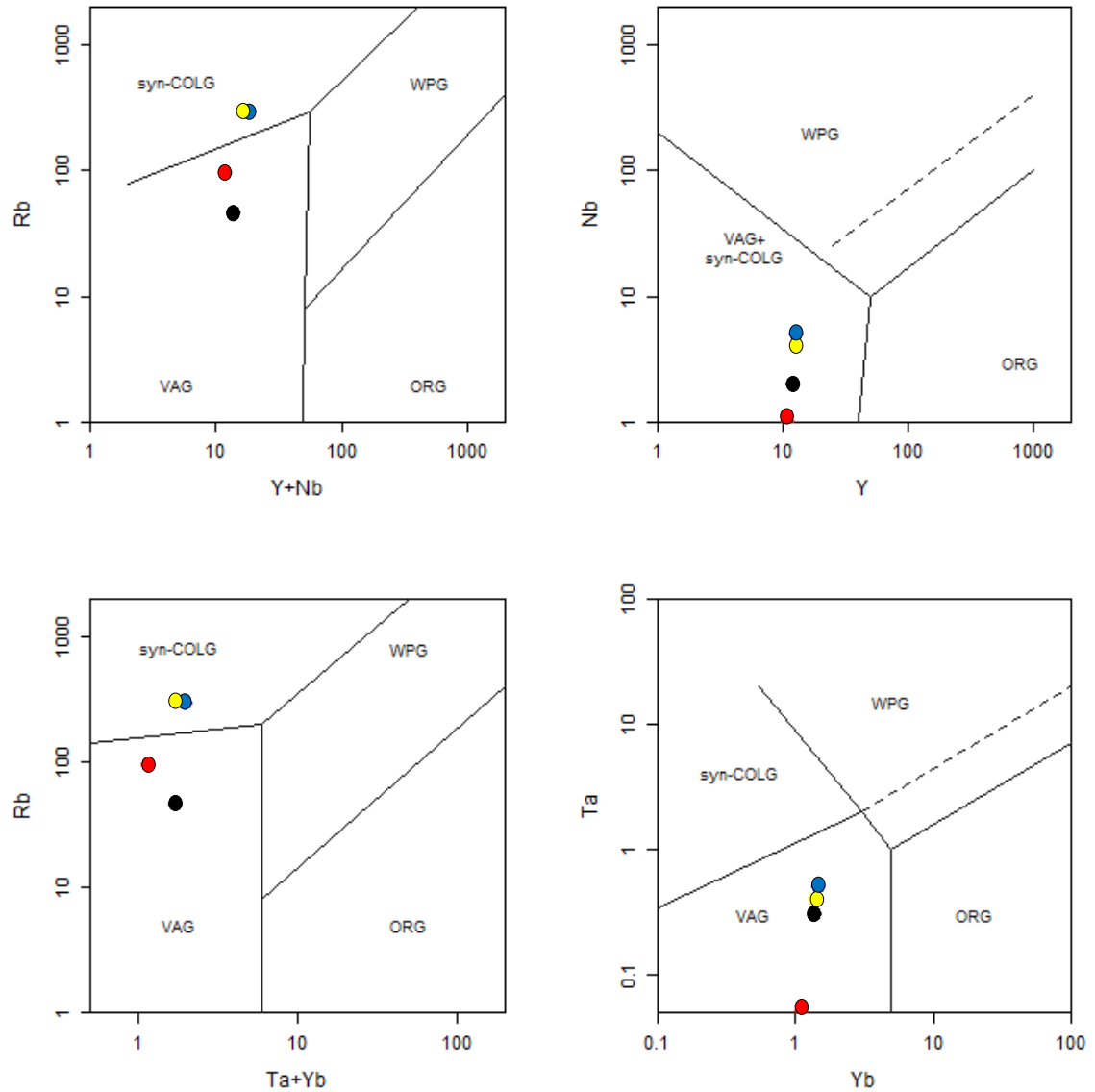


Figura 16: Diagrama de discriminación para granitos, propuesto por Pearce *et al.*, (1984). syn-COLG: Granitos syn-colisionales; VAG: Granitos de arco volcánico; WPG: Granitos de intraplaca; ORG: Granito de ridge oceánico.

Harris *et al.* (1986), mediante la variación composicional de Hf, Rb y Ta, definió el contenido de estos elementos traza en Granitos de Intraplaca, Granitos de Arco Volcánico y Granitos Syn y Post-Colisionales. Las muestras, al ser graficada en este diagrama (Figura 17), muestra una afinidad con los granitos de arco volcánico.

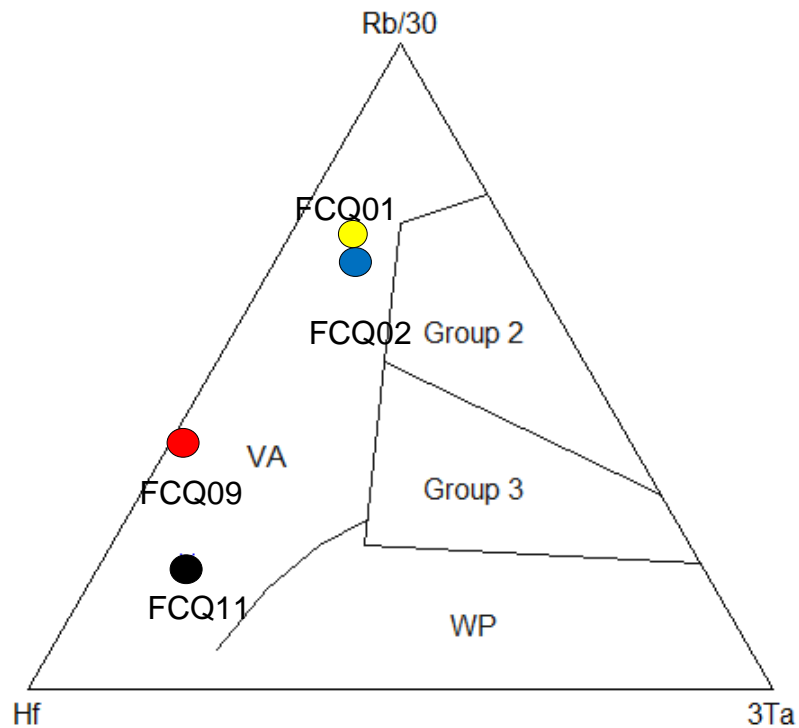


Figura 17: Diagrama de discriminación para granitos Hf-Rb/30-3Ta (Harris *et al.*, 1986). VA: granitos de arco volcánico; WP: granitos de intraplaca; Group 2: Granitos Syn-colisionales; Group 3: Post-colisionales.

Capítulo IV: Discusión

IV.1 Consideraciones acerca del protolito.

A partir de las descripciones petrográficas de las brechas metamórficas se identificaron similitudes entre el clasto y la matriz. La matriz está formada por agregados redondeados de minerales envueltos por bandas de biotita que definen la foliación de la matriz.

La existencia de clastos graníticos y metamórficos se puede asociar a una fragmentación temprana de la roca debido a esfuerzos de cizalle, donde a partir de fracturas e incipientes anisotropías, se desarrollan fracciones redondeadas relativamente más competentes de la roca e inscribiéndolos en una “matriz” de grano más fino caracterizada por incluir granos altamente fracturados y deformados.

Las muestras de paragnéisses con asociación mineral de sillimanita, cordierita y granate, indican que el protolito presentaba alto contenido en aluminio.

Mediante la composición geoquímica (Figura 20), se logra identificar que la muestra del dique abudinado (FCQ09) tiene el mismo patrón que la muestra de la Unidad Cochoa, por lo que, se infiere una posible relación entre estas.

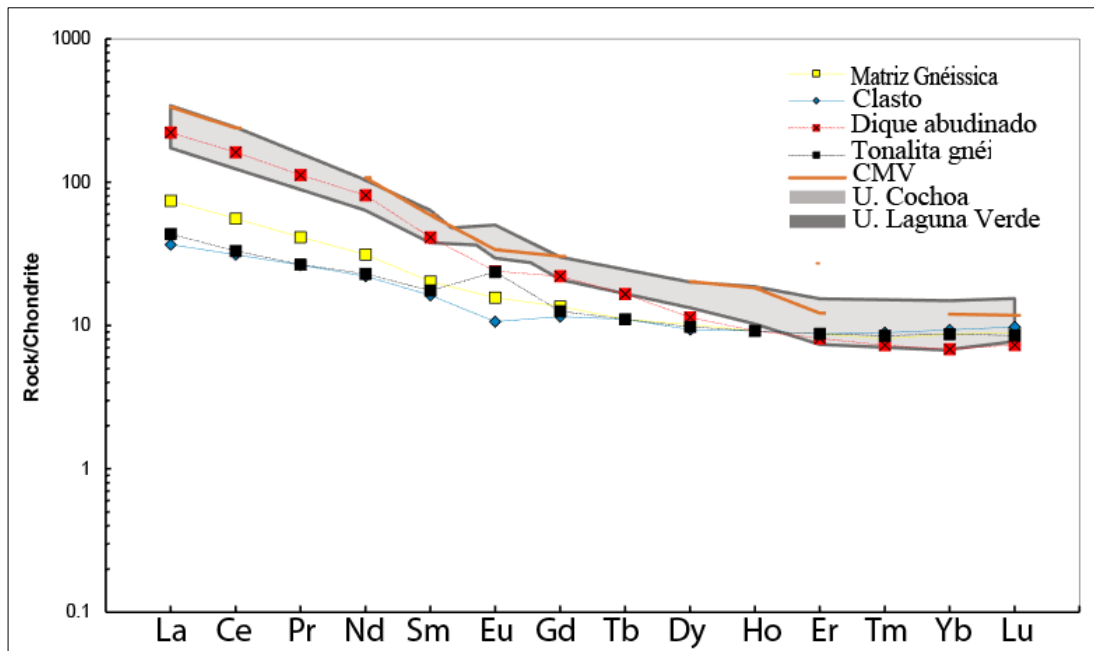


Figura 18: Diagrama de multielementos, donde se comparan las muestras de este trabajo con las muestras de otros autores en zonas cercanas al área de estudio.

4.2 Condiciones de presión y temperatura de metamorfismo

Con el objetivo de determinar las condiciones de metamorfismo de la matriz de la brecha metamórfica, se calcularon proyecciones isoquímicas P-T (pseudosecciones) para las muestras FCQ01, usando la composición química de roca total. Para esto se discriminaron las fases minerales no presentes en el análisis del corte transparente, dando como resultado el gráfico siguiente (Figura 19). A partir del cual se desprenden rangos de presión y temperatura de 680 – 800 °C y 4 – 6 kbar.

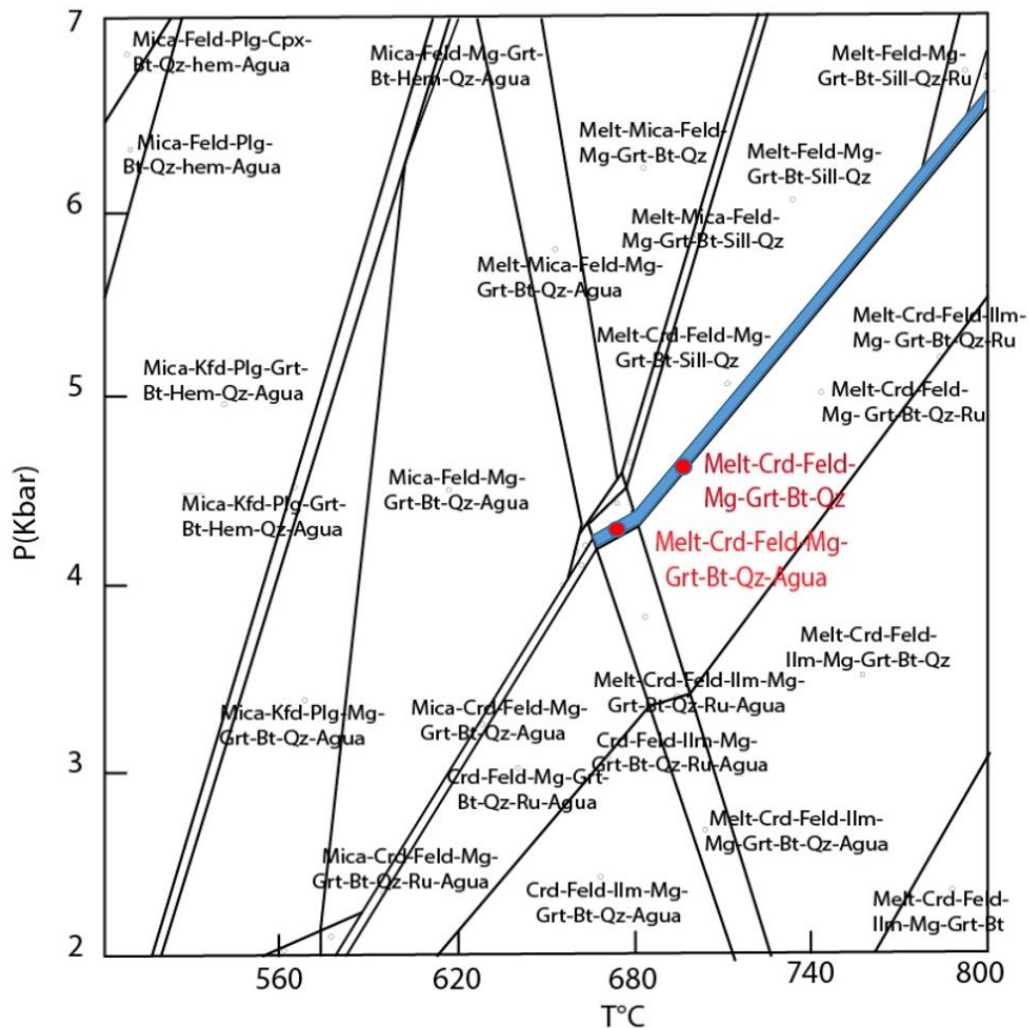


Figura 19: Grafico que representa los campos de presión y temperatura de metamorfismo de la matriz (FCQ01) de la protomylonita.

En tanto, la paragénesis Grt–Sill–Crd en presencia de Kfs reconocida en paragénesis indican que estas rocas alcanzaron la zona de sillimanita y feldespato potásico enmarcada en la facies granulitas. A partir de la grilla petrogenética para un sistema NaKFMASH propuesta por Spear *et al.* (1999), se pueden restringir los campos de presión y temperatura alcanzados en el metamorfismo en los rangos de 2,2 – 8,6 kbar y 660 – 865 °C.

De todo lo anterior se deduce que tanto la matriz gneissica de la brecha metamorfica y como los gneisses fueron sometidas a condiciones de presión y

temperatura concordantes, se propone que ambos cuerpos rocosos de mega-enclave se encontraban a la misma profundidad antes de ser desgarradas y arrastradas por el emplazamiento del plutón tonalítica (Unidad Cochoa) dentro del cual están inmersas.

4.3 Emplazamiento y procesos magmáticos.

4.2.1 Origen de los enclaves dioríticos en la tonalita

Los enclaves inmersos en la tonalita gnéissica, están distribuidos de manera aleatoria, varían sus tamaños y su densidad en todo el afloramiento. Existen varias teorías para explicar la presencia de estos enclaves propuestas por Siña (1987): (1) Que las rocas básicas (enclaves) sean acumulaciones de minerales máficos formados en fases tempranas de cristalización del cuerpo ígneo; (2) que sean xenolitos de una roca de caja de composición gabroica; (3) que sean restitas producto de fusión parcial de rocas ígneas; (4) que se traten de intrusiones de magma básico con distintos grados de hibridación con el magma granítico y tonalítico.

La mayoría de los enclaves dioríticos son de grano fino, lo que no es compatible con la opción (1) El grano fino de estas rocas se debe a que cristalizaron con rapidez debido a que rocas máficas cristalizan a mayor temperatura que las rocas graníticas. Si la roca caja fuera el Complejo Metamórfico Valparaíso, enclaves deberían tener una mineralogía similar, que no se cumple, por lo que la opción (2) se descartaría. Que los enclaves tengan deformación y metamorfismo es consistente con la opción (3), pero que un magma granítico logre asimilar de esta manera a rocas máficas es poco probable. Además, para que esta opción se cumpliera rocas básicas deberían presentar bajas concentraciones de elementos incompatibles, pero estos están enriquecidos en elementos incompatibles como Ba, K, La y Ce (Ramírez, 2010),

lo que descarta (3). Por otro lado, con las evidencias de terreno, más la mineralogía encontrada, se podría decir que la alternativa más probable sería la opción (4).

4.2.2 Ascenso del magma de la Unidad Cochoa

Encontrar evidencias de deformación dúctil, foliación interna en el plutón, tener rocas metamórficas de grado medio-alto y no encontrar aureolas de contacto entre los distintos componentes, da indicios de que el emplazamiento de la Unidad Cochoa, se desarrolló en un ambiente dúctil, a temperaturas por encima de los 450 °C aproximadamente. Por tanto, se sugiere que se trata de una intrusión catázonal.

Paterson *et al.* (1991) propone distintos mecanismos posibles de ascenso de intrusivos (Figura 20), procesos que se involucran asimilación de roca caja. Por las evidencias de terreno y petrográficas, se puede decir que las rocas estudiadas se formaron a partir del mecanismo de asimilación de roca caja por fusión parcial (2; Figura 20). Estos procesos pueden operar a profundidades donde la roca caja está próxima al punto de fusión, donde algunos de los minerales de la roca caja se funden formando migmatitas y una cantidad equivalente de magma cristaliza (Ahren *et al.*, 1981), este proceso mitiga la pérdida de calor del magma, un impedimento importante en la asimilación.

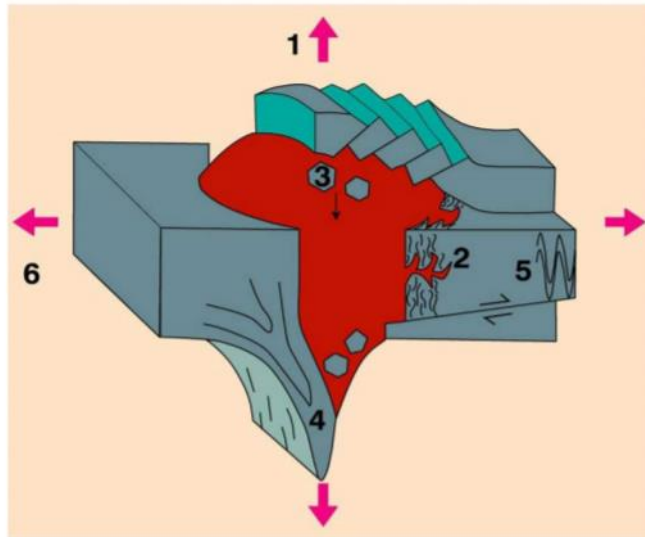


Figura 20: Esquema ilustrativo de algunos mecanismos de emplazamiento (1) Levantamiento del techo (lacolito); (2) Asimilación de roca caja por fusión parcial; (3) "Stoping"; (4) Deformación dúctil de la roca caja; (5) Desplazamiento lateral de roca caja ya sea por fallamiento o plegamiento; (6) Emplazamiento en un ambiente extensional, al menos localmente. Modificado de Paterson *et al.* (1991).

La característica de que la foliación interna en el mega-enclave tenga la misma dirección de foliación que la tonalita (foliación magmática) N40°W, sugiere que se trata de una intrusión sintectónica, manteniendo la orientación concordante con el límite del cuerpo tonalítico.

4.4 Contextualización e implicancias geodinámicas

La región de Chile central entre los 30-34°S registra la evolución del borde continental desde el Paleozoico Superior al Neógeno. La acreción de terrenos exóticos que caracterizó al Paleozoico Inferior (Mpodozis y Ramos, 1990), finalizó en el Paleozoico Superior, dando paso a la activación de un sistema de subducción situado en el margen occidental de Gondwana. El batolito Carbonífero-Pérmico, desarrollado en relación al proceso de subducción, intruyó

la parte oriental de un complejo acrecionado (Hervé, 1988; Gana et al., 1996), cuyos remanentes constituyen las rocas más antiguas expuestas en la Cordillera de la Costa.

A partir de las evidencias obtenidas en este trabajo, se puede decir que las rocas más antiguas, son las pertenecientes al basamento cristalino del Complejo Metamórfico Valparaíso; estas rocas están representadas por las brechas metamórficas con clastos de rocas graníticas y metamórficas dispersos en una matriz protomilonítica, aquí descritas. Además, presentan evidencias de deformación dinámica, es por estas fallas maestras, por donde es probable que se haya emplazado la Unidad Cochoa, arrastrando consigo partes del basamento. Con el aumento de la presión y la temperatura del sistema, estas rocas sufrieron un metamorfismo de bajo gradiente de P/T.

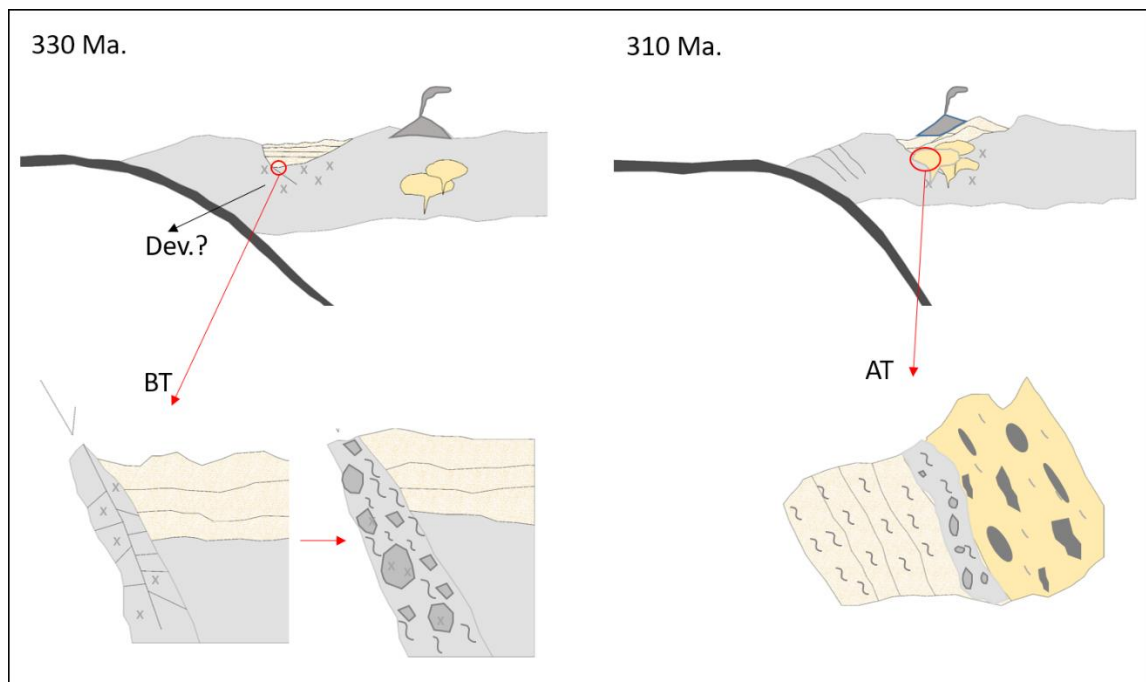


Figura 21: Modelo paleogeográfico, que muestra la evolución en el Carbonífero a los 33° 27'. BT: baja temperatura; AT: alta temperatura.

Debido al aspecto fragmental de brechas miloníticas se sugiere que estas rocas se formaron durante un proceso de deformación predominantemente frágil, a baja temperatura, en una zona de falla extensional que generó el espacio para la depositación de sucesiones sedimentarias en la zona de antearco en un sistema de subducción activo en el margen occidental de Gondwana (pre-Carbonífero Superior)

Capítulo V: Conclusión

A partir de lo expuesto en los capítulos anteriores, se puede concluir que:

- Los metaconglomerados descritos por Hervé (1989) son clasificados como brechas metamórficas generadas por deformación progresiva de un bloque de corteza continental, alcanzando facies de metamorfismo anfibolitas y/o granulitas.
- Se determinó que la matriz de las brechas metamórficas fue formada a profundidades mayores que 15 km, en un rango de presión de ca. $5,5 \pm 1,0$ kbar, a temperaturas variables entre 660 - 800 °C. Lo anterior es consistente con las asociaciones minerales observadas (sillimanita, granate, cordierita y feldespato potásico) y la presencia de migmatitas, que son características de la facies anfibolita y granulita de metamorfismo.
- Dicho proceso dinámico-termal de alta temperatura asociado a la intrusión de cuerpos tonalíticos calcoalcalinos (Unidad Cochoa) del Carbonífero Superior (Pensilvaniano)
- Dichas rocas permanecieron en niveles corticales superiores hasta la intrusión de complejos plutónicos del Mesozoico.

Referencias

- Aguirre, L., Hervé, F., & Godoy, E. (1972). Distribution of metamorphic facies in Chile. 7-19.
- Berg, K., & Breitzkreuz, C. (1983). Mesozoische plutone in der nordchilenischen kustenkordillere: Petrogenese, geochronologie and geodynamik mantelbe tonter magmatite. *Geotektonische Forschungen*, 1-107.
- Charrier, R., Linares, E., Niemeyer, H., & Skarmeta, J. (1979). K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. *The Geological Society of America*, 436-460.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). *Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile*. London: The Geology of Chile. Geological Society.
- Cordani, U., Munizaga, F., Hervé, F., & Hervé, M. (1976). Edades radiométricas provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile. *Congreso Geológico Chileno. Nº 1, Actas Vol. 2*, F213 – F221.
- Corvacevich, V., & Frassinetti, D. (1977). El género Cancellaria en el Mioceno de Chile, con descripción de cuatro especies nuevas (Gastropoda: Cancellariidae). *Revista Geológica de Chile, Departamento de Geología*, 61 .
- Corvalán , J., & Munizaga, F. (1972). Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la hoja Valparaíso-San Antonio. *Vol. 28, I.I.G.*, 40.
- Corvalán, J., & Dávila, A. (1963-1964). Mapa geológico de la Hoja Valparaíso-San Antonio. *Instituto de Investigación Geológicas*.
- Corvalán, J., Hervé, F., & Godoy, E. (1977). Estudio geológico del área Quintay-Punta Gallo, Provincia de Valparaíso, V Región (Inédito). *Empresa Nacional de Electricidad S.A./Universidad*, 61 .
- Cox, K., Bell, J., & Pankhurt, R. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. . London,: George Allen & Unwin, xiv+450 p.
- Creixell, C., Parada, M. A., Morata, D., Roperch, P., & Arriagada, C. (2007). The genetic relationship between mafic dike swarms and plutonic reservoirs in the mesozoic of central chile (30°–33°45'S): insights from AMS and geochemistry. *International Journal Earth Science*.

- Deckart, K., Herve, F., Fanning, M., Ramírez, V., Calderón, M., & Godoy, E. (2014). U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean Geology*, 50-62.
- Forsyth, D., & Uyeda, S. (1975). On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 43, 163-200.
- Gana, P. (1991). Magmatismo bimodal del Triásico Superior-Jurásico Inferior, en la Cordillera de la Costa, Provincias del Elqui y Limarí, Chile. *Andean Geology*, 55-67.
- Gana, P., & Tosdal, R. (1996). Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista geológica de Chile* 23, 151-164.
- Gana, P., & Zentilli, M. (2000). Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile Central. *IX Congreso Geológico Chileno, Actas vol 2, Simposio internacional N°3*, 664-668.
- Gana, P., Wall, R., & Gutiérrez, A. (1996). *Mapa Geológico del Área de San Antonio-Melipilla*. Regiones de Valparaíso y Metropolitana, escala 1:100.000: SERNAGEOMIN, Mapa geológico N°1.
- Gana, p., Wall, R., Gutiérrez, A., & Yáñez, G. (1994a). Geología de la Cordillera de la Costa, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, al oeste de los 71°00'W. *Congreso Geológico Chileno*, 43-46.
- Godoy, E. (1970). *Estudio petrográfico del granito de Constitución y su aureola de metamorfismo de contacto*. Santiago: Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- Godoy, E., & Loske, W. (1988). Tectonismo sinplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la 'Fase Quintay'. *Revista Geológica de Chile* 15, 119-127.
- Harris, N., Pearce, J., & Tindle, A. (1986). Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. En: Coward, M.P., Ries A.C. (eds), *Collision Tectonics. Geological Society, London, Special Publication*, 19(1), p. , 67-81.
- Herm, D. (1969). Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel- Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. *Zitteliana*, 2, 159.
- Hervé, F. (1976). Petrografía del Basamento cristalino en el área laguna Verde-Quintay, Provincia de Valparaíso, Chile. *Primer Congreso Geológico Chileno*, 126-143.

- Hervé, F. (1988). Late Palaeozoic subduction and accretion in Southern Chile. 183-188.
- Irwin, J., Sharp, W., Sprangler, R., & Drake, R. (1987). Some paleomagnetic constraints on the tectonic evolution of the Coastal Cordillera of Central Chile. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, 3603-3614.
- Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M., . . . Zanettin, B. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific.
- McDonough, W., & Sun, S. (1995). *The composition of the Earth*. Chemical Geology 120, p. 223-253.
- Miyashiro, A. (1961). Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, 277-311.
- Mpodozis, C., & Kay, S. M. (1990). Provincias magmáticas ácidas de los Andes chilenos (28°-31 °S) y evolución tectónica de Gondwana. *Andean Geology*, 153-180.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Sciences*, 324-328.
- O'Connor, J. (1965). *A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios*. U.S: Geological Survey Professional, paper 525-B, p. B79-B84.
- Parada, M. A. (1990). Granitoid plutonism in Central Chile and its geodynamic implications. *Geological Society of America*, 51-65.
- Parada, M. A. (1992). Contribución a la geoquímica del Complejo Plutónico Papudo Quintero, Chile Central: implicancias petrogenéticas. *Andean Geology*, 200-210.
- Parada, M. A., Levi, B., & Nystrom, J. O. (1991). Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30°-33° S), petrogenetic implications and a tectonic discusión. *Geological Society of America*, 99-112.
- Parada, M., Nystrom, J., & Levi, B. (1999). Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34 °S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, 505-521.
- Pearce, J., Harris, N., & Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.

- Philippi, R. A. (1887). Fósiles terciarios y cuaternarios de Chile. . *Imprenta de F.A. Brockhaus*, 256.
- Ramírez, V. (2010). *Plutonismo del Carbonífero superior y Jurásico medio en el tramo costero entre Laguna Verde y Tunquén (33°02' - 33°15' S), Chile central*. Santiago: Universidad de Chile.
- Rickwood, P. (1989). *Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements*. Lithos, v. 22, p. 247-263.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, P., & Espiñeira, D. (1993). *Hojas e informe Quillota y Portillo, V Región*. . Servicio Nacional de Geología y Minería: Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000.
- Shand, S. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. 2nd ed. New York: John Wiley & Sons, 444 p.
- Siña, A. (1987). *Geología y petrogénesis de las rocas plutónicas del Batolito de la Costa entre Algarrobo y Rocas de Santo Domingo (Chile central 33° 30' S), Region de Valparaíso. Memoria de título*. Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología, 139 p.
- Steiger, R. H., & Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Whalen, J., Currie, K., & Chappell, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 407-419.
- Whalen, J., Currie, K., & Chappell, B. (1987). A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 407-419.

Anexos

Anexo I: Descripciones microscópicas de las 17 muestras obtenidas en la zona de estudio, con sus respectivas microfotografías:

Código	FCQ01, Milonita de biotita y granate
Textura	Porfidolepidogranoblástica, holocristalina, inequigranular fanerítica, matriz de grano medio a fino recrystalizada, la foliación está dada por la orientación de las biotitas.
Minerales	<p><u>Matriz:</u> Cuarzo: Cristales subhedrales a anhedrales con extinción ondulosa de tamaños entre 0,5 mm y 0,01 mm. Biotita: Cristales subhedrales, de color marrón con tamaños variados de 0,6 mm a 0,02 mm. Feldespato-K: Cristales subhedrales, algunos presentan inclusiones de biotita, los tamaños varían entre 0,6 mm y 0,01 mm. Plagioclasa: Cristales subhedrales a anhedrales de tamaños de los 0,2 mm a 0,1 mm, algunos cristales presentan maclas de carlsbad y polisintéticas. Granate: Cristales euhedrales a subhedrales de color gris parduzco, algunos cristales presentan textura esqueletal y otros retrometamorfizándose a clorita, los tamaños varían desde los 1,8 mm a 0,3 mm. Cordierita: Cristales subhedrales con inclusiones de cuarzo y plagioclasa, los tamaños varían entre 0,5 mm y 0,01 mm. Turmalina: Cristales euhedrales de tamaños inferiores a 0,05 mm. Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita. Minerales accesorios: Zircón.</p> <p><u>Porfidoclastos:</u> Compuesto principalmente de cristales de cuarzo fracturados, con extinción ondulosa, presenta diferentes tamaños, que van desde los 3 mm a 0,6 mm. En sus bordes presentan índices de deformación y se identifican sombras de presión rellenas de biotita, los cristales con color de interferencia más altos tienen un signo óptico biaxial positivo. Además, se observan fragmentos compuesto de la misma mineralogía de la matriz, estos son fragmentos subredondeados, las biotitas se flectan envolviendo a estos. Los tamaños van entre 1,5 mm a 0,5 mm.</p>

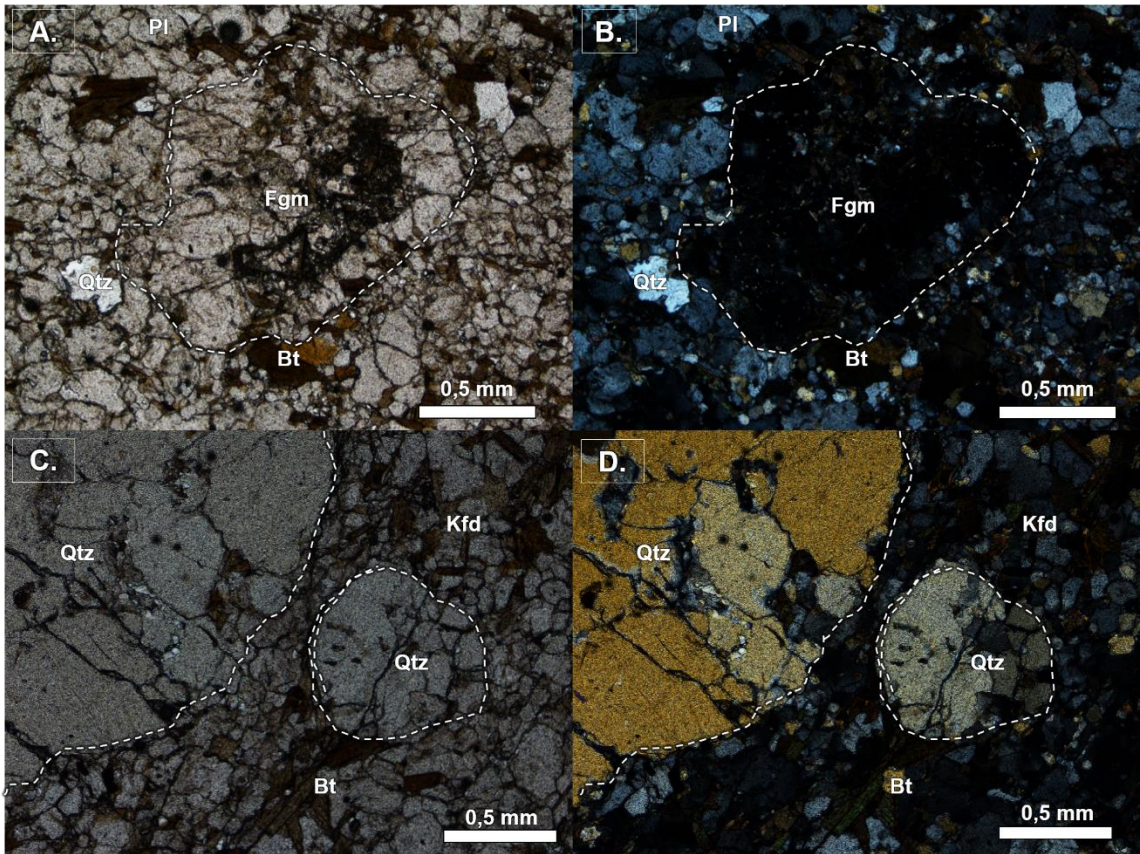


Figura 22: Fotomicrografías de la muestra FCQ01, A. En nicoles paralelos, se aprecia un fragmento (Fgm) inmerso en una matriz compuesta de granate (Grt) cuarzo (Qtz), biotita (Bt), feldespato-k (Kfd). B. igual que en A. pero en nicoles cruzados C. Destacan porfidoclastos de Cuarzo (Qtz). D. igual que en C. pero en nicoles cruzados.

Código	FCQ02, Granito de biotita
Textura	Holocristalina, fanerítica, equigranular, cristales subhedrales-anhedrales, Los feldespatos presentan presenta inclusiones de biotita y cuarzo, los feldespatos-k presentan pertitas, presenta subgranos de cuarzo, textura micrográfica.
Minerales	<p>Cuarzo (40%): Cristales anhedrales fracturados con tamaños que van entre 2 mm y 0.2 mm, abunda la extinción ondulosa.</p> <p>Biotita (8%): Cristales subhedrales, de color marrón con tamaños variados de 0.8 mm a 0.02 mm.</p> <p>Feldespato-K (36%): Cristales subhedrales a anhedrales, de tamaños de 2 mm a los 0.1 mm.</p> <p>Plagioclasa (15%): Cristales subhedrales con maclas de carlsbad y polisintética, los tamaños de los cristales van entre 3 mm a 0.2 mm.</p> <p>Granate (>1%): Cristales euhedrales a subhedrales, algunos cristales presentan textura esqueletal.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita.</p> <p>Minerales accesorio: Zircón con halos metamórficos, muscovita, epidota.</p>
Índice de color	Leucocrático
Observaciones	Cristales de feldespato-k con migración de borde en contacto con cuarzo.

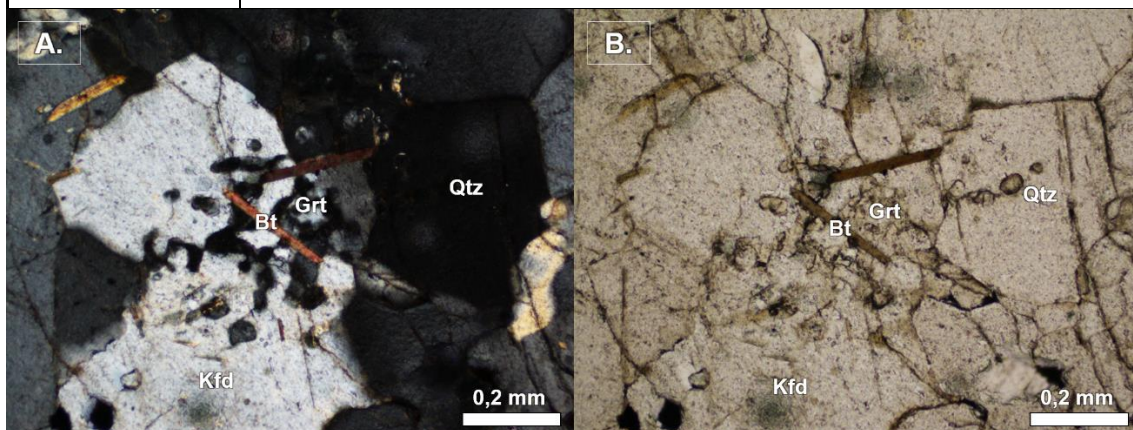
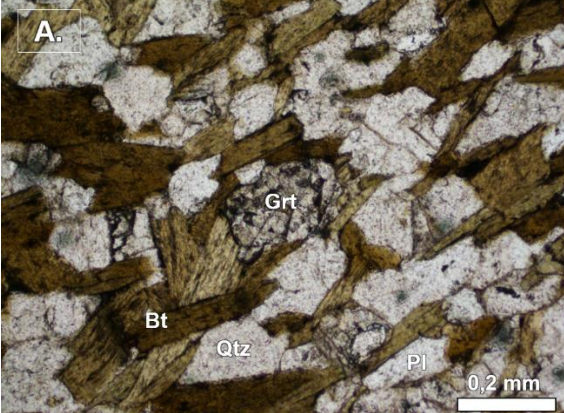
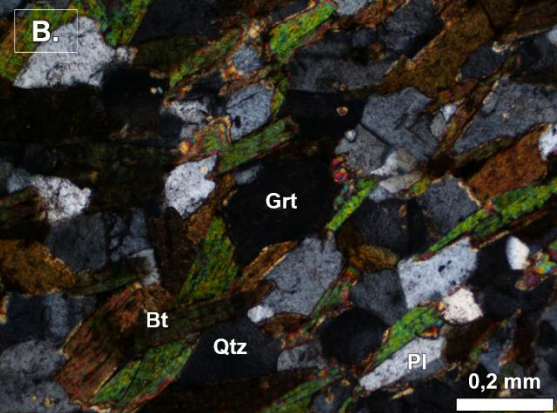


Figura 23: Fotomicrografías de la muestra FCQ02, A. En nicols cruzados, se aprecia la asociación mineral compuesta por feldespato-K (Kfd), Cuarzo (Qrz) y biotita (Bt), además de la presencia de opacos, El feldespato-K presenta inclusiones de granate (Grt). B. igual que en A. pero en nicols paralelos.

Código	FCQ03, Gneiss de biotita y granate
Textura	Lepidogranoblástica
Minerales	<p>Cuarzo: Cristales subhedrales con extinción ondulosa, presenta diferentes tamaños, que van desde los 0.5 mm a 0.05 mm.</p> <p>Biotita: Cristales subhedrales, de color marrón con tamaños variados de 0.6 mm a 0.02 mm.</p> <p>Plagioclasa: Cristales subhedrales a anhedrales de tamaños de los 1 mm a 0.1 mm, algunos cristales presentan textura mirmekítica y maclas de carlsbad y polisintética.</p> <p>Feldespato-K: Cristales subhedrales a anhedrales, de tamaños de 2 mm a los 0.1 mm, algunos cristales presentan inclusiones de biotita.</p> <p>Granate: Cristales euhedrales a subhedrales, los tamaños varían desde los 1.8 mm a 0.3 mm.</p> <p>Cordierita: Cristales subhedrales con inclusiones de cuarzo y plagioclasa, los tamaños varían entre 0,8 mm y 0,1 mm.</p> <p>Turmalina: Cristales euhedrales de tamaños inferiores a 0,02 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita.</p> <p>Minerales accesorios: Zircones, moscovita.</p>
Observaciones	Las biotitas representan la foliación de la roca.



A.



B.

Figura 24: Fotomicrografías de la muestra FCQ03, A. En nicols paralelos, se aprecia la asociación mineral compuesta por plagioclasa (Pl), Cuarzo (Qrz), biotita (Bt), feldespato-K (Kfd) y granate (Grt). B. igual que en A. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ04, Paragneiss de sillimanita y biotita
Textura	Porfidogranoblastica, holocristalina, inequigranulas, la foliación está representada por la orientación de la sillimanita en una dirección preferencial.
Minerales	<p>Cuarzo o Feldespato-K: Cristales subhedrales de tamaño entre 1 mm y 0.1 mm.</p> <p>Biotita: Cristales subhedrales, algunos cristales están pasando a clorita.</p> <p>Plagioclasa: Cristales subhedrales con presencia de maclas polisintéticas y carlsbad.</p> <p>Sillimanita: Cristales con habito acicular de tamaños entre 1 mm y 0.1 mm.</p> <p>Granate: Cristales euhedrales de tamaños cercanos a los 0.5 mm.</p> <p>Rutilo: Cristales pequeño de tamaños cercanos a los 0.05 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita.</p>
Observaciones	El corte transparente está bastante grueso y es casi imposible distinguir entre los cuarzos y los feldespatos-k

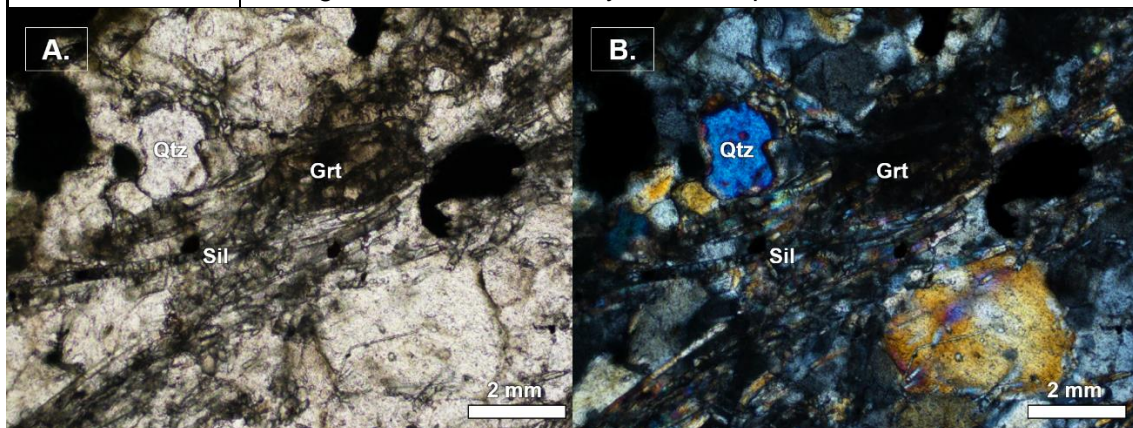


Figura 25: Fotomicrografías de la muestra FCQ04 (el corte es más grueso de lo normal, por lo que los colores de interferencia de los minerales están exagerados), A. En nicols paralelos, se aprecia la asociación mineral compuesta por Sillimanita (Sil), Cuarzo (Qtz), feldespato-K (Kfd) y granate (Grt), también se distinguen minerales opacos. B. igual que en A. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ05, Milonita de biotita
Textura	Porfidolepidogranoblástica, holocristalina, inequigranular.
Minerales	<p>Cuarzo: Cristales anhedrales de tamaños entre 1.8 mm y 0.05 mm.</p> <p>Plagioclasa: Cristales euhedrales a subhedrales con maclas de carlsbad y polisintéticas, los tamaños varían entre 0.5 mm y 0.05 mm.</p> <p>Biotita: Cristales anhedrales alargados y orientados de color verde y café, los tamaños varían entre 0.5 mm a 0.1mm.</p> <p>Feldespato-K: Cristales subhedrales, algunos cristales presentan macla de tartán (microclina), además algunos granos presentan inclusiones de opacos, los tamaños varían entre los 0.7 y los 0.06 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita.</p> <p>Minerales accesorio: Moscovita y epidota</p>
Observaciones	Se identifican fragmentos ovalados de cristales de plagioclasa y cuarzo, rodeados por agregados de biotita, que representan la foliación de la roca. La roca está cortada por una vetilla de cristales de cuarzo de tamaño mayores a los 2 mm.

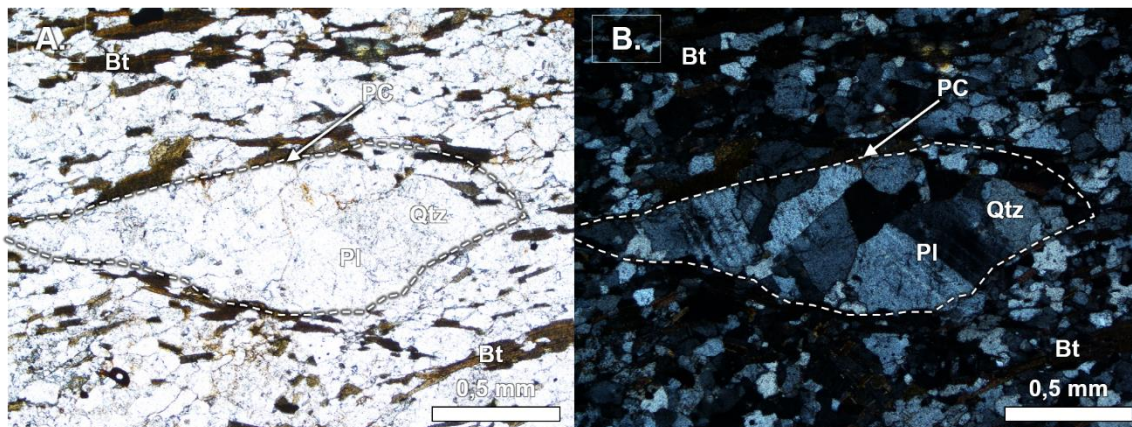


Figura 26: Fotomicrografías de la muestra FCQ05, A. En nicoles paralelos, se distingue un fragmento (Fgm) compuesto de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qrz), envuelto por agregados de biotita, inmerso en una matriz compuesta por Cuarzo (Qrz), plagioclasa (Pl), feldespato-K (Kfd) y minerales opacos. B. igual que en A. pero en nicoles cruzados.

Código	FCQ06, granito de anfíbola y biotita
Textura	Holocristalina, fanerítica, inequigranular, cristales subhedrales-anhedrales, Los feldespatos presentan una textura piokilitica, los feldespatos-k presentan perititas, presenta subgranos de cuarzo y feldespato, presenta maclas de carlsbad y polisintéticas en las plagioclasas y tartán en microclina.
Minerales	<p>Cuarzo (33%): Cristales anhedrales con extinción ondulosa, los tamaños de los cristales varían entre 2.1 mm y 0.05 mm.</p> <p>Feldespato-K (28%): Cristales subhedrales a anhedrales, algunos cristales presentan maclas de tartán (microclina), los tamaños varían entre 1 mm y 0.04 mm.</p> <p>Plagioclasa (24%): Cristales subhedrales a anhedrales, con maclas de carlsbad y polisintética, los tamaños de los cristales varían entre 0.5 mm a 0.02</p> <p>Biotita (10%): Cristales tabulares subhedrales, algunos cristales están alterando a clorita, los tamaños varían entre 1.2 mm y 0.1 mm.</p> <p>Anfíbol (3%): Cristales subhedrales pseudomorfizado por clorita + moscovita ± biotita, los tamaños de los cristales varían entre 2 mm y 0.8 mm.</p> <p>Moscovita (2%): Cristales subhedrales inferiores a 0.7 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita.</p> <p>Minerales accesorio: Zircón</p>
Índice de color	Leucocrático

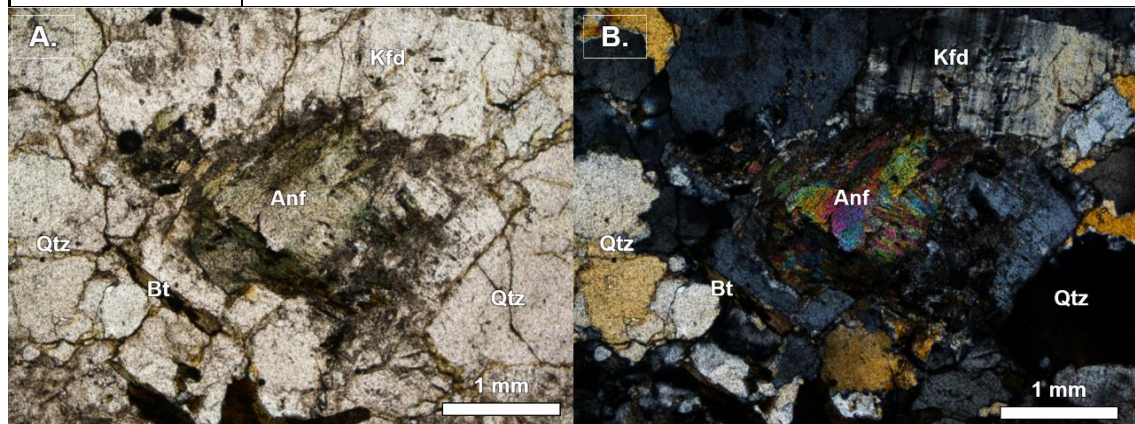


Figura 27: Fotomicrografías de la muestra FCQ06, A. En nicols paralelos, donde se distinguen los siguientes minerales: plagioclasa (Pl), cuarzo (Qrz), biotita (Bt), Feldespato-k (Kfd) y anfíbol (anf). B. igual que en A. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ07, Paragneiss de sillimanita y granate
Textura	Lepidogranoblastica
Minerales	<p>Sillimanita: Cristales tabulares alargados de tamaños entre 1.8 mm y 0.1 mm.</p> <p>Feldespato-k: Cristales subhedrales, algunos presentan maclas de tartán, de tamaños entre 0,6 mm y 0,04 mm.</p> <p>Plagioclasa: Cristales subhedrales, algunos presentan maclas de tartán y polisintéticas, los tamaños varían entre un 0.5 mm y 0.05 mm.</p> <p>Cuarzo: Cristales anhedrales con extinción ondulosa, los tamaños varían entre 0.6 mm y 0.1mm.</p> <p>Moscovita: Agregado de secciones finas de 0.5 mm a 0.1 mm.</p> <p>Rutilo: Cristales euhedrales a subhedrales, de tamaños inferior a los 0.1 mm.</p> <p>Granate: Cristales euhedrales de tamaños inferiores a 0.4 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita. apatito</p>

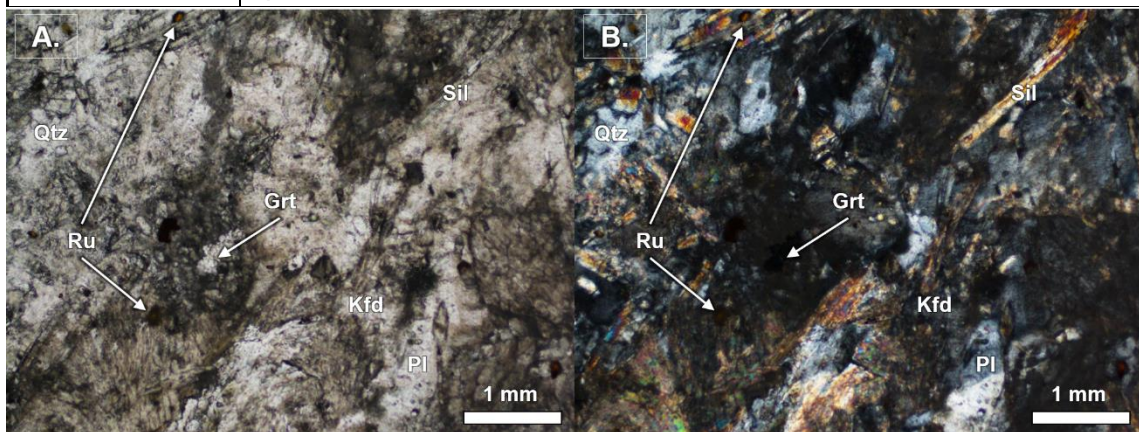


Figura 28: Fotomicrografías de la muestra FCQ07, A. En nicols paralelos, donde se distingue la siguiente asociación minerales: plagioclasa (Pl), cuarzo (Qtz), sillimanita (Sil), Feldespato-k (Kfd), granate (Grt) y rutilo (Ru). B. igual que en A. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ08, Milonita de biotita y granate
Textura	Lepidogranoblástica
Minerales	<p>Matriz:</p> <p>Cuarzo: Cristales anhedrales fracturados, con extinción ondulosa, los tamaños varían desde los 0.3 mm a 0.05 mm.</p> <p>Biotita: Cristales subhedrales, de color marrón con tamaños variados de 1 mm a 0.02 mm.</p> <p>Feldespato-K: Cristales subhedrales a anhedrales, de tamaños de 2 mm a los 0.1 mm.</p> <p>Plagioclasa: Cristales subhedrales a anhedrales de tamaños de los 0.2 mm a 0.1 mm.</p> <p>Granate: Cristales euhedrales a subhedrales, algunos cristales presentan textura esquelética y otros retrometamorfizándose a clorita y mica blanca, los tamaños varían desde los 1.8 mm a 0.3 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita.</p> <p>Minerales accesorios: Zircón, apatitos.</p> <p>Porfidoblastos:</p> <p>Están compuesto por Cordierita y granate</p>
Observaciones	Se identifican fragmentos de la misma composición de la roca envueltos por la foliación de la roca.

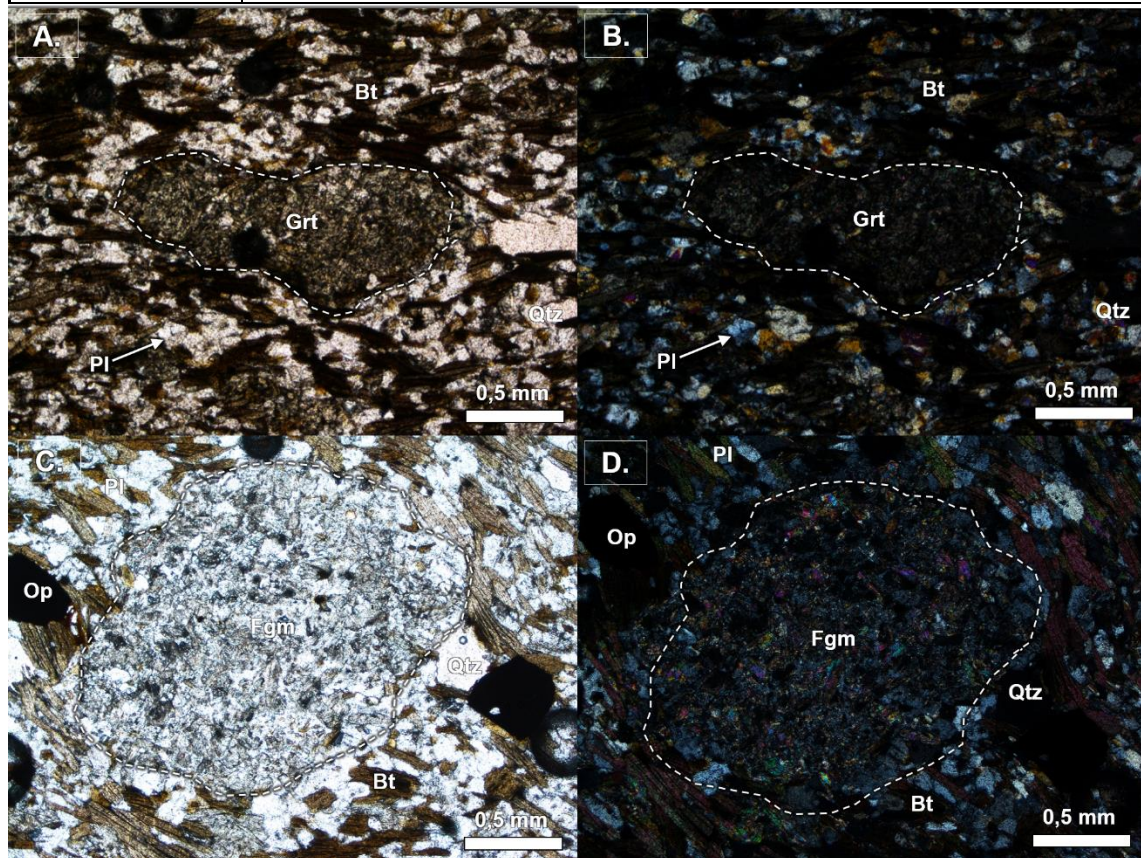


Figura 29: Fotomicrografías de la muestra FCQ08, A. En nicols paralelos, donde se distingue un porfidoblasto de granate (Grt), rodeado por una matriz compuesta de plagioclasa (Pl), cuarzo (Qrz) y biotita (Bt). B. igual que en A. pero en nicols cruzados. C. se aprecia un fragmento (Fgm) de grano fino, rodeado por una matriz compuesta de plagioclasa (Pl), cuarzo (Qrz) y biotita (Bt). D. igual que en C. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ09, Granito de fábrica gnéissica
Textura	Holocristalina, fanerítica, equigranular, cristales subhedrales-euhedrales
Minerales	<p>Cuarzo (25%): Cristales subhedrales, con extinción ondulosa, presenta diferentes tamaños, que van desde los 2 mm a 0.2 mm.</p> <p>Biotita (8%): Cristales subhedrales, de color marrón con tamaños variados de 1.6 mm a 0.2 mm.</p> <p>Feldespato-K (33%): Cristales subhedrales a anhedrales, de tamaños de 2 mm a los 0.1 mm.</p> <p>Plagioclasa (34%): Cristales subhedrales a anhedrales de tamaños de los 2.5 mm a 0.1 mm, algunos cristales presentan maclas de carlsbad y polisintéticas.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita.</p> <p>Minerales accesorios: mica blanca retrograda reemplazando a la biotita, zircones</p>
Índice de color	Leucocrático
Observaciones	Se identifica una leve foliación en la roca

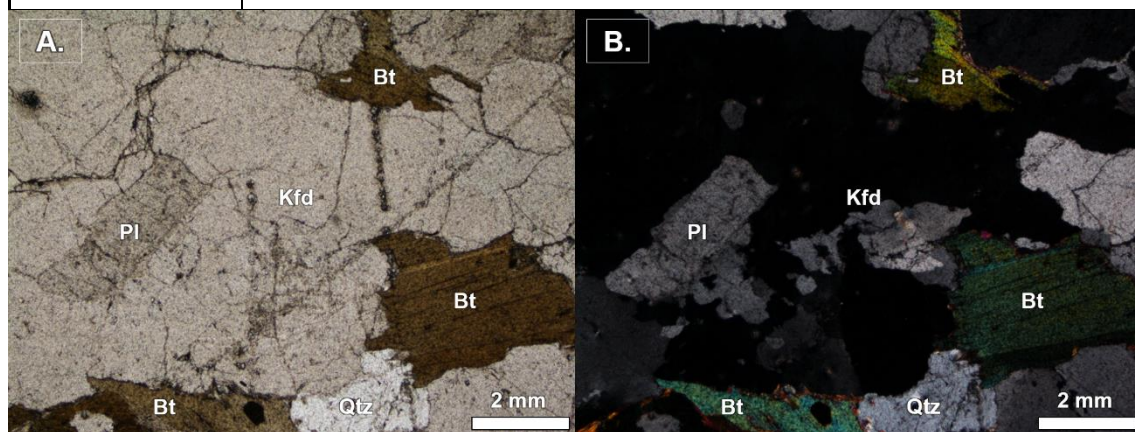


Figura 30: Fotomicrografías de la muestra FCQ09, A. En nicols paralelos, donde se distinguen los siguientes minerales: plagioclasa (Pl), cuarzo (Qrz), biotita (Bt) y Feldespato-k (Kfd). B. igual que en A. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ10, Gneiss de biotita, cordierita y granate
Textura	Lepidoblastica
Minerales	<p>Biotita: Cristales tabulares subhedrales a anhedrales de tamaños entre los 0.8 mm y 0.1 mm.</p> <p>Cuarzo: Cristales anhedrales, de tamaños inferiores a 0.3 mm</p> <p>Plagioclasa: Cristales subhedrales con maclas de carlsbad y polisintéticas, los tamaños varían entre 1 mm y 0.05 mm.</p> <p>Feldespatos-k: Cristales subhedrales de tamaños entre 0.8 mm y 0.05 mm.</p> <p>Cordierita: Cristales tabulares con inclusiones de biotitas y cuarzo, los tamaños varían entre 0,6 mm y 0,3 mm.</p> <p>Granate: Cristales euhedrales de tamaños inferiores a 0.4 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita illmenita.</p> <p>Minerales accesorio:</p>
Observaciones	Los minerales félsicos tienen textura sagenítica. Las biotitas se encuentran orientadas y que representan la foliación de la roca. Plagioclasa intersticial.

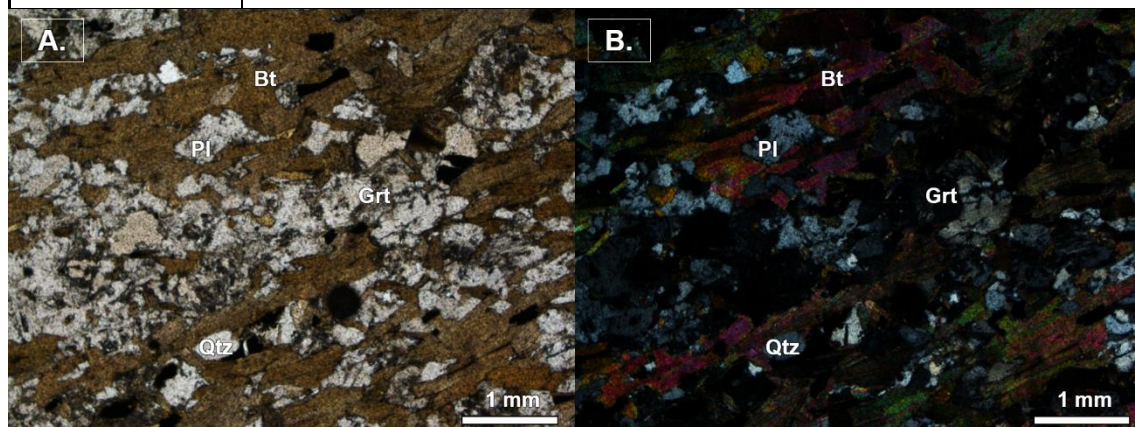


Figura 31: Fotomicrografías de la muestra FCQ10, A. En nicoles paralelos, se aprecia la siguiente asociación mineral: granate (Grt) cuarzo (Qtz), biotita (Bt), plagioclasa (Pl). B. igual que en A. pero en nicoles cruzados.

Código	FCQ11, Leucosoma: Tonalita de anfíbol / Melanosoma: Anfíbolita
Textura	Nematogranoblastica poligonal
Minerales	<p><u>Leucosoma</u></p> <p>Plagioclasa (63%): Cristales subhedrales a anhedrales de tamaños de los 2 mm a 0.3 mm, algunos cristales presentan maclas de carlsbad y polisintéticas, algunos cristales se encuentran alterados a epidota.</p> <p>Anfíbola (8%): Cristales subhedrales de tamaños entre 1.3 mm y 0.05 mm, algunos cristales se encuentran alterados a epidota.</p> <p>Cuarzo (15%): Cristales subhedrales a anhedrales, con extinción ondulosa, presenta diferentes tamaños, que van desde los 3 mm a 0.1 mm.</p> <p>Biotita (14%): Cristales tabulares subhedrales alterados a clorita, de tamaños entre 1.4 mm a 0.1 mm, algunos cristales presentan kink bands.</p> <p>Minerales accesorios: Zircones.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita</p> <p><u>Melanosoma</u></p> <p>Plagioclasa (68%): Cristales subhedrales a anhedrales de tamaños inferiores a 0.4 mm, algunos cristales presentan maclas de carlsbad y polisintéticas, algunos cristales se encuentran alterados a epidota.</p> <p>Anfíbola (22%): Cristales subhedrales de tamaños inferiores a 0.1 mm, algunos cristales se encuentran alterados a epidota.</p> <p>Cuarzo (3%): Cristales subhedrales a anhedrales, con extinción ondulosa, los tamaños de los cristales son inferiores a 0.5 mm.</p> <p>Biotita (7%): Cristales tabulares subhedrales, de tamaños inferiores a 0.4 mm.</p> <p>Minerales accesorios: Zircones y titanita.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita, donde algunos cristales se encuentran oxidados.</p>
Observaciones	En esta muestra se encuentra el contacto entre el melanosoma y leucosoma de la migmatita

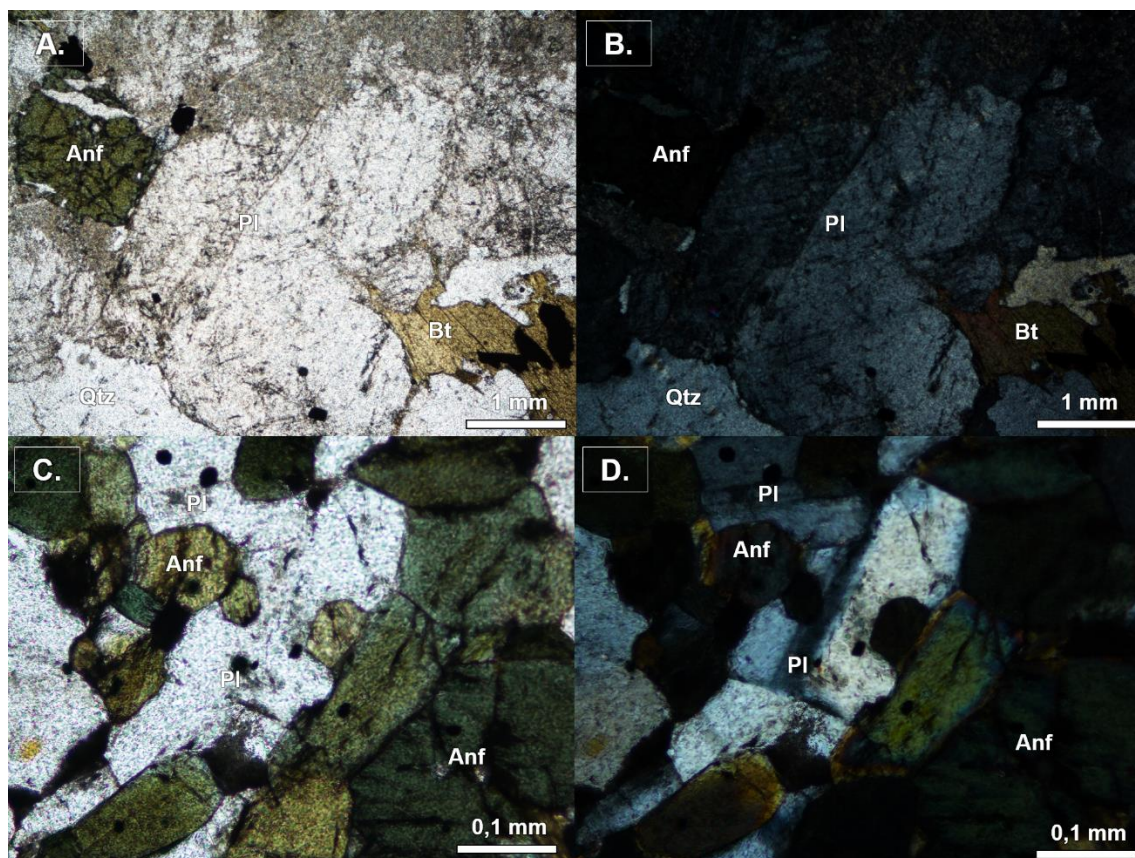


Figura 32: Fotomicrografías de la muestra FCQ11, A. En nicols paralelos, se aprecia la siguiente asociación mineral de la parte leucocrática de la migmatita: anfíbol (Anf) cuarzo (Qtz), biotita (Bt), plagioclase (Pl). B. igual que en A. pero en nicols cruzados. C. En nicols paralelos, se aprecia la siguiente asociación mineral de la parte mesocrática de la migmatita: anfíbol (Anf) y plagioclase (Pl). D. igual que en C. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ12, Gneiss de biotita, cordierita y granate
Textura	Lepidogranoblastica, las plagioclasas presentan inclusiones de biotita (Textura piokilítica)
Minerales	<p>Cuarzo: Cristales fracturados, con extinción ondulosa, presenta diferentes tamaños, que van desde los 0.8 mm a 0.05 mm.</p> <p>Biotita: Cristales subhedrales, de color marrón con tamaños variados de 0.8 mm a 0.05 mm.</p> <p>Feldespato-K: Cristales subhedrales a anhedrales, de tamaños de 1 mm a los 0.2 mm.</p> <p>Plagioclasa: Cristales subhedrales a anhedrales de tamaños de los 1 mm a 0.2 mm, algunos cristales presentan maclas de carlsbad y polisintéticas. Algunos cristales presentan textura piokilítica.</p> <p>Rutilo: Cristales euhedrales a subhedrales, tamaño inferior a 0.1 mm.</p> <p>Granate: Cristal anedral, de tamaño 0.25 mm.</p> <p>Cordierita: Cristales tabulares con inclusiones de biotitas, los tamaños varían entre 0,7 mm y 0,3 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente piritita y hematita.</p> <p>Minerales accesorios: Zircones.</p>
Observaciones	Las biotitas representan la foliación de la roca

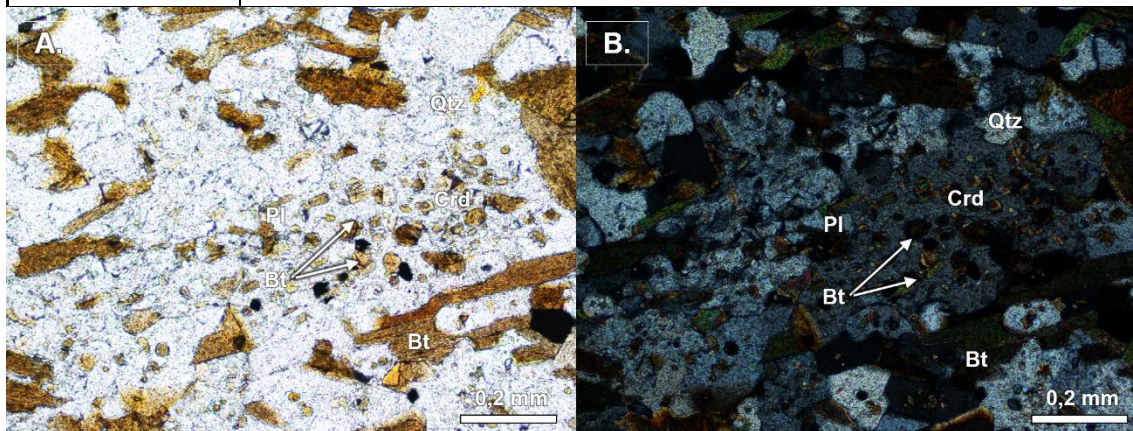


Figura 33: Fotomicrografías de la muestra FCQ12, A. En nicols paralelos, se aprecia la siguiente asociación mineral: Cordierita (Crd) con inclusiones de biotita Bt, cuarzo (Qtz), biotita (Bt), plagioclasa (Pl). B. igual que en A. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ13, Diorita
Textura	Nematogranoblastica, Anfíbola con textura sieve, plagioclasas (inclusiones de anfíboles) y anfíbola (inclusiones de plagioclasas y cuarzo) con textura poikilitica
Minerales	<p>Plagioclasa (63%): Cristales euhedrales a subhedrales de tamaños de los 1.8 mm a 0.1 mm, algunos cristales presentan maclas de carlsbad y polisintéticas.</p> <p>Anfíbola (17%): Cristales subhedrales alterados a biotita, los tamaños de los cristales varían entre 1 mm y 0.1 mm.</p> <p>Biotita (12%): Cristales subhedrales, de color marrón con tamaños variados de 0.25 mm a 0.02 mm.</p> <p>Cuarzo (5%): Cristales anhedrales, tamaños son inferiores a 0.05 mm.</p> <p>Granate (1%): Cristales subhedrales de tamaños que van entre 0,5 mm y 0,06 mm.</p> <p>Epidota (1%): Cristales prismáticos de tamaño inferiores a 0,1 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita.</p> <p>Minerales accesorios: Zircón y Titanita.</p>

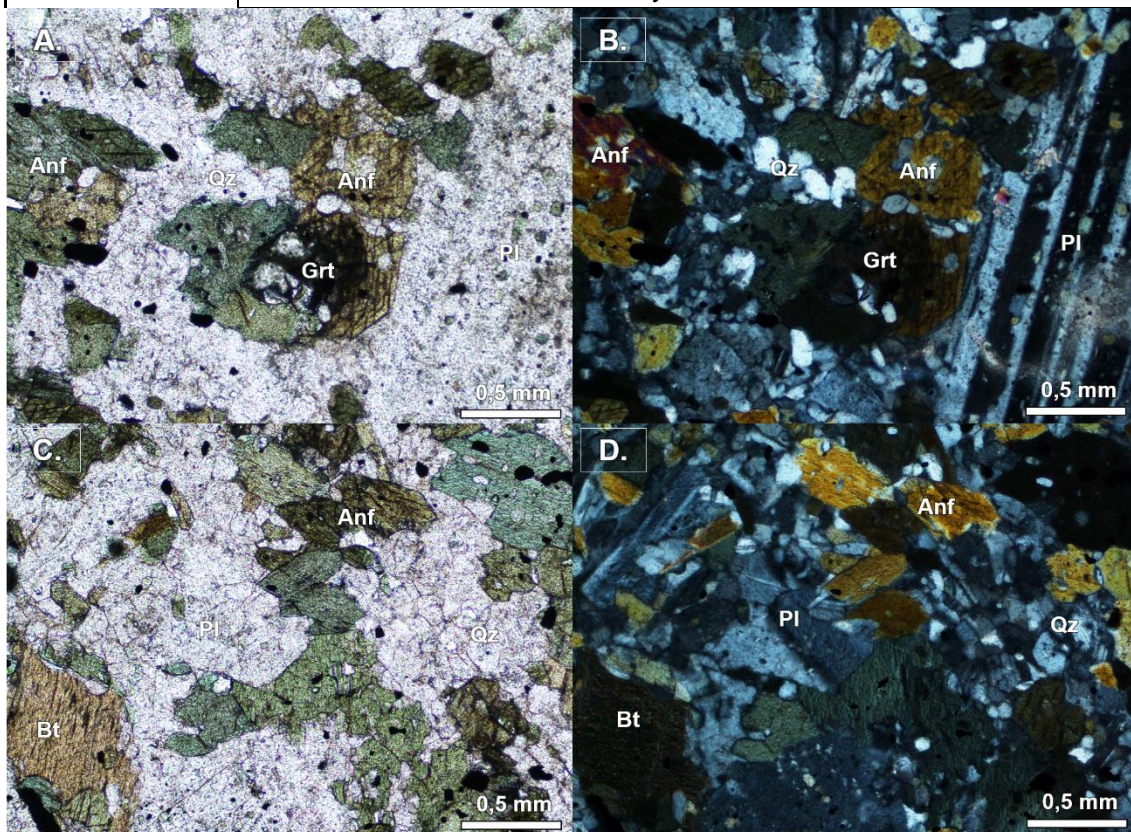


Figura 34: Fotomicrografías de la muestra FCQ13, A. En nicoles paralelos, se aprecia la siguiente asociación mineral: anfíbol (Anf) cuarzo (Qtz), granate (Grt) y plagioclasa (Pl). B. igual que en A. pero en nicoles cruzados. C. En nicoles paralelos, se aprecia la siguiente asociación mineral: anfíbol (Anf), biotita (Bt), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qtz) D. igual que en C. pero en nicoles cruzados.

Código	FCQ14, Milonita de biotita
Textura	Porfidolepidoblastica
Minerales	<p>Matriz</p> <p>Biotita: Cristales alargados Subhedrales, de tamaños entre 0.6 mm y 0.01 mm.</p> <p>Cuarzo: Cristales anhedrales de tamaño inferior a 0.2 mm.</p> <p>Plagioclasas: Cristales anhedrales, de tamaños inferiores a 0.3 mm, algunos presentan maclas de carlsbad y polisintética.</p> <p>Muscovita: Cristales anhedrales de tamaños inferiores a 0.1 mm.</p> <p>Rutilo: Cristales euhedrales a subhedrales, tamaño inferior a 0.1 mm.</p> <p>Minerales Opacos: Cristales euhedrales probablemente piritita y cristales subhedrales indiferenciados.</p>
Observaciones	Hay presencia de fragmentos de agregados cristalinos de cuarzo con pequeños cristales de muscovita, estos se encuentran envueltos por agregados de biotita que se encuentran orientadas, dando la foliación a la roca.

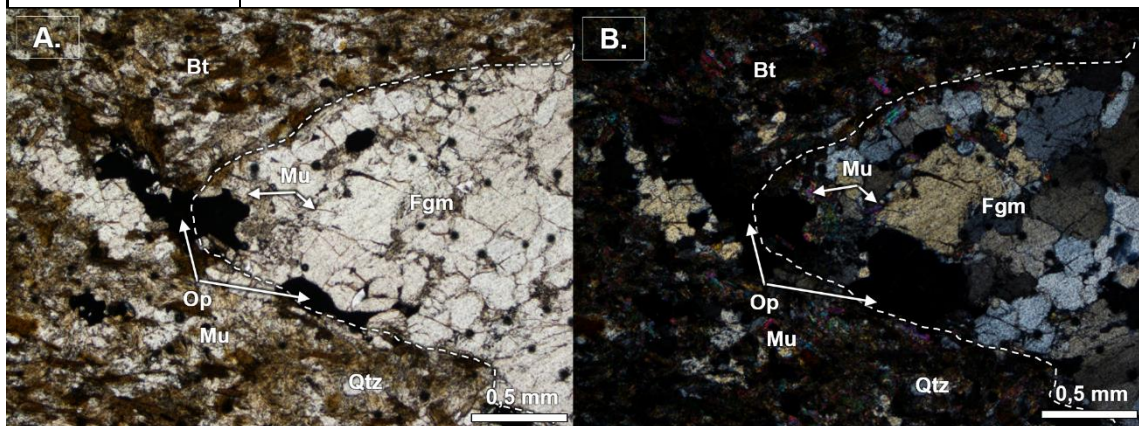


Figura 35: Fotomicrografías de la muestra FCQ14, A. En nicols paralelos, se observa un fragmento (Fgm) compuesto de Cuarzo (Qtz) y muscovita (Mu), rodeado por una matriz de biotita (Bt), moscovita (Mo) y cuarzo (Qtz). B. Lo mismo que en A. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ15, Diorita de anfíbola y biotita
Textura	Granoblástica, con plagioclasas con textura sieve, las plagioclasas (con inclusiones de anfíbol y biotita) y anfíbol (con inclusiones de plagioclasas y cuarzo) tienen textura poikilitica.
Minerales	<p>Plagioclase (60%): Cristales tabulares, euhedrales a subhedrales con maclas de carlsbad y polisintética, los tamaños de los cristales van entre 2 mm a 0.2 mm. Algunos cristales se están alterando a arcilla y a sericita.</p> <p>Anfíbol (20%): Cristales subhedrales alterados a biotita, de tamaños entre los 2 mm y 0.1 mm.</p> <p>Biotita (13%): Cristales tabulares subhedrales alterados a clorita, de tamaños entre 0.5 mm y 0.01 mm.</p> <p>Cuarzo (4%): Cristales anhedral de tamaños entre 1 mm y 0,05 mm.</p> <p>Feldespato-k (2%): Cristales subhedrales, con maclas de tartán, de tamaños, alterados a arcilla.</p> <p>Epidota (1%): Cristales subhedrales de tamaños inferiores a 0,05 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita y otros subhedrales a anhedral indiferenciados.</p> <p>Minerales accesorio: Zircón y titanita.</p>
Observaciones	Plagioclasas con bordes recrystalizados (evidencia de mezcla)

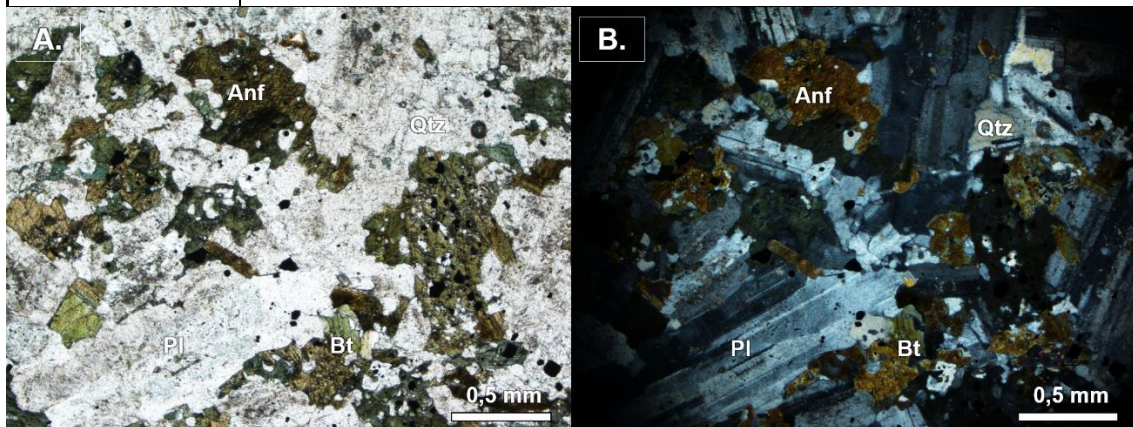


Figura 36: Fotomicrografías de la muestra FCQ15, A. En nicols paralelos, se aprecia la asociación general de la roca compuesta por plagioclasas (Pl), Anfíbol (Anf), Cuarzo (Qtz) y Biotita (Bt). B. igual que en A. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ16, Tonalita de biotita
Textura	Holocristalina, hipidiomorfica a halotromorfica granular.
Minerales	<p>Plagioclasa (60%): Cristales subhedrales con maclas de Carlsbad y polisintética, los tamaños de los cristales van entre 3 mm a 0.2 mm.</p> <p>Cuarzo (14%): Cristales anhedrales fracturados con tamaños que van entre 2 mm y 0.2 mm, abunda la extinción ondulosa.</p> <p>Biotita (16%): Cristales subhedrales, de color marrón con tamaños variados de 0.8 mm a 0.02 mm, algunos cristales están alterados a epidota.</p> <p>Feldespato-K (4%): Cristales subhedrales a anhedrales, los tamaños de los cristales van entre 2.5 mm a 0.5 mm.</p> <p>Anfíbola (6%): Cristales anhedrales, algunos agregados de grano se encuentran pseudomorfizado a carbonato.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales, probablemente pirita.</p> <p>Minerales accesorio: Zircones y titanita</p>
Observaciones	Presenta foliación magmatica

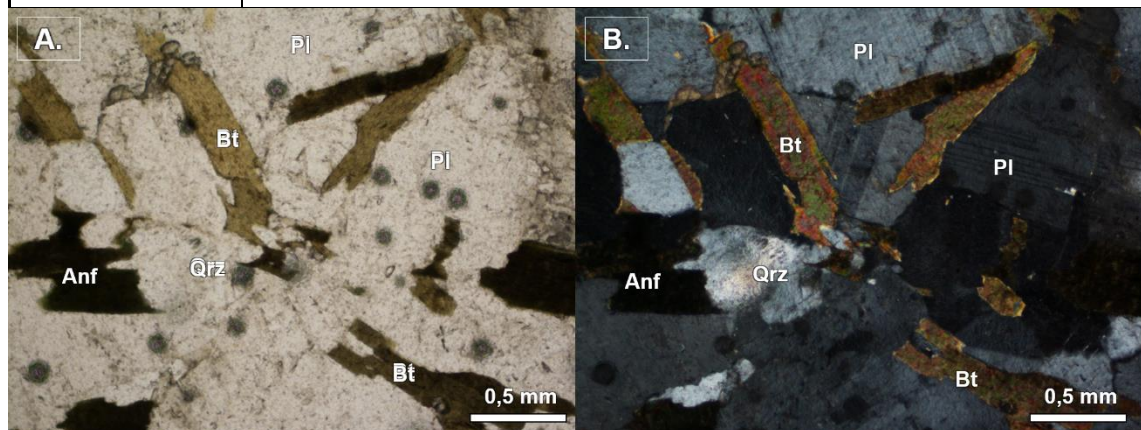


Figura 37: Fotomicrografías de la muestra FCQ16, A. En nicols paralelos, se aprecia la asociación general de la roca compuesta por plagioclasas (Pl), Anfíbol (Anf), Cuarzo (Qtz) y Biotita (Bt). B. igual que en A. pero en nicols cruzados.

Código	FCQ17, Paragneiss de sillimanita y granate
Textura	Lepidoblastica, algunos cristales de Feldespato-K tiene textura poikilítica con inclusiones de cuarzo y granates poikilíticos con inclusiones de cuarzo.
Minerales	<p>Cuarzo: Cristales anhedrales fracturados de tamaños variados entre 1.7 mm y 0.05 mm.</p> <p>Sillimanita: Cristales tabulares alargados, de tamaños entre los 1.2 mm y 0.1 mm.</p> <p>Feldespato-K: Cristales anhedrales, de tamaños entre 0.6 mm y 0.05 mm, microclina con maclas de tartán.</p> <p>Rutilo: Cristales euhedrales a subhedrales de tamaños inferiores a 0.1 mm.</p> <p>Granate: Cristal euhedrales y subhedrales pseudomorfizado por arcillas.</p> <p>Moscovita: Cristales anhedrales, inferiores a 0,1 mm.</p> <p>Minerales opacos: Cristales euhedrales a subhedrales indiferenciados.</p>

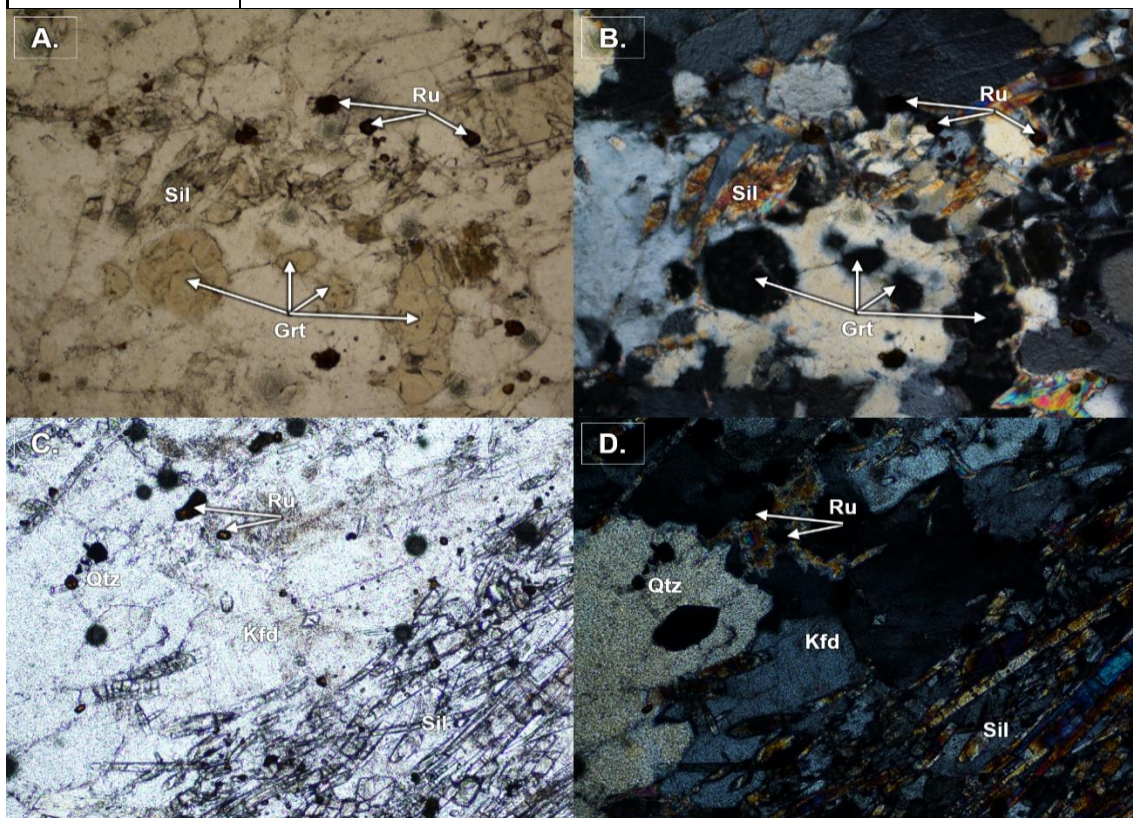


Figura 38: Fotomicrografías de la muestra FCQ17, A. En nicols paralelos con luz conoscopica, se aprecia feldespato con inclusiones de granate. B. igual que en A. pero en nicols cruzados C. Asociación mineral de la roca compuesta por Cuarzo (Qtz), Sillimanita (Sil), Feldespato-k (Kfd) y Rutilo (Ru). D. igual que en C. pero en nicols cruzado.